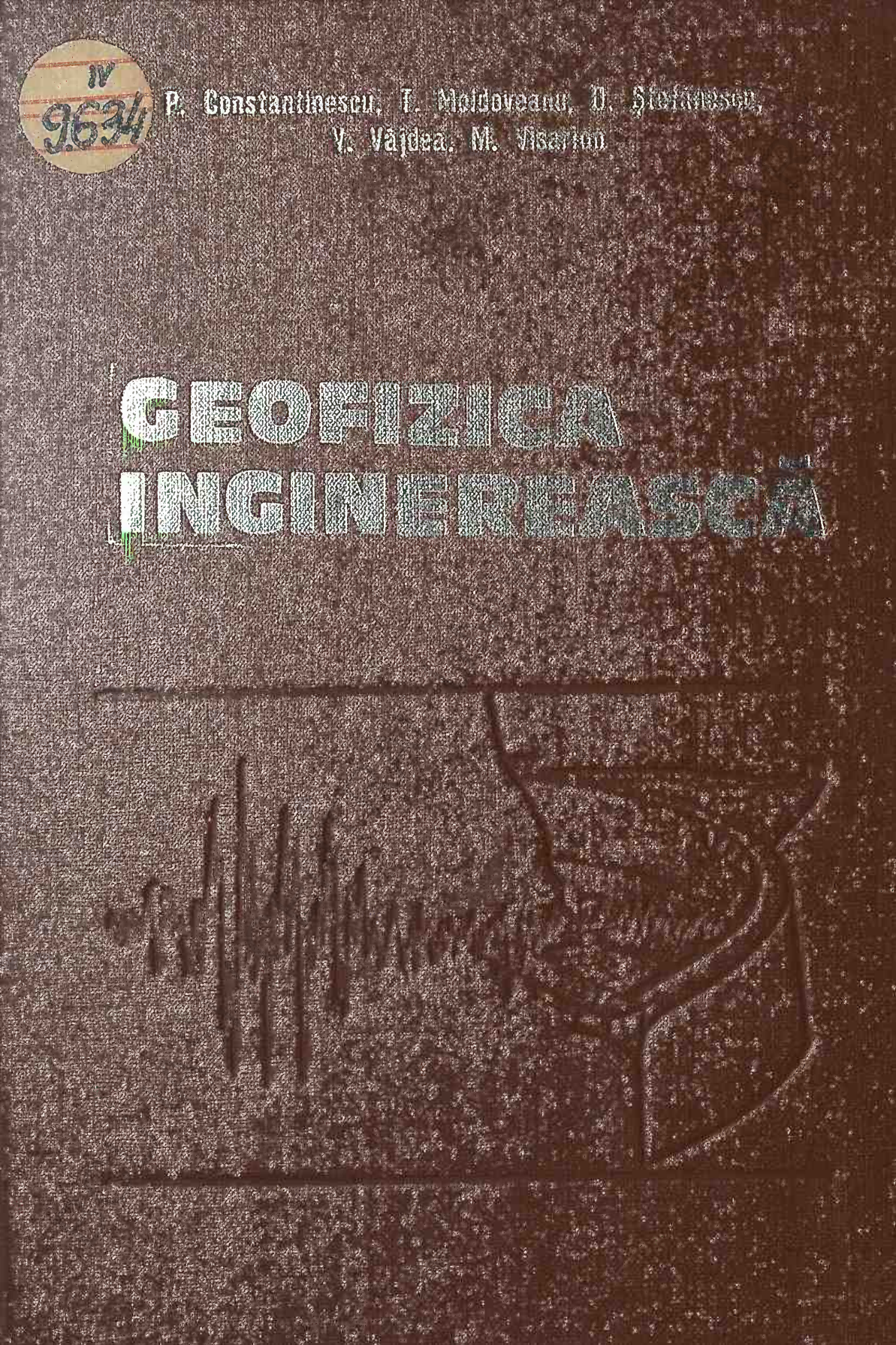
IV
9634

P. Constantinescu, T. Moldoveanu, D. Ştefănescu,
V. Vâjdea, M. Visarion

# GEOFIZICĂ INGINEREASCĂ



BIBL. CENTR. UNIV.
M. „[illegible]ESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
IV-9.634

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Petre Constantinescu, Traian Moldoveanu, Dinu Ştefănescu
Vasile Vâjdea, Marius Visarion

# GEOFIZICA INGINEREASCĂ

071039
B.C.U. - IASI

Editura tehnică,
Bucureşti 1979

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I. 31062
T. IV_9634

Redactor : ION CISMAS
Tehnoredactor : MARIA TRĂSNEA
Coperta : TEODORA DOXAN

*Bun de tipar : 29.11.1978*
*Coli de tipar : 19.75*
*Tiraj : 1950+75 exemplare legate*
*C.Z. 550.83/.84*

Întreprinderea poligrafică „Oltenia"
Str. Mihai Viteazul nr. 4
Comanda nr. 313

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# CUVÎNT ÎNAINTE

*Intensificarea cercetărilor geofizice în ultimele decenii a fost determinată în principal de necesitatea descoperirii și conturării unor noi zone de perspectivă pentru substanțe minerale utile solide și fluide, care să asigure dezvoltarea impetuoasă a industriei extractive, în conformitate cu directivele Congresului al XI-lea al Partidului Comunist Român.*

*Ritmul accelerat de industrializare a țării, care conduce la crearea a numeroase obiective economice, precum și vastul program de construcții edilitar-gospodărești, au impus o creștere substanțială a lucrărilor de geologie inginerească și hidrogeologie.*

*Alimentarea cu apă potabilă și industrială a orașelor, regularizarea cursurilor rîurilor și crearea surselor de energie hidraulică, irigațiile, săparea tunelelor și canalelor, amplasarea barajelor, trasarea căilor de comunicație, secarea mlaștinilor, amplasarea construcțiilor industriale ș.a., constituie probleme care suscită cercetări de geologie tehnică la rezolvarea cărora geofizica își poate aduce un aport important. Se poate spune că în etapa actuală, rezolvarea complexelor probleme de geologie inginerească și hidrogeologie este de neconceput fără aportul cercetării geofizice.*

*Creșterea volumului cercetărilor de geofizică inginerească a solicitat eforturi susținute în vederea adaptării metodelor clasice pentru investigarea eficientă a formațiunilor geologice de cuvertură, pe un interval de adîncime care, cu unele excepții din domeniul hidrogeologiei, este de ordinul a cîtorva zeci de metri.*

*În prezent numai unele metode geofizice corespund exigențelor impuse și dintre acestea se detașează scismometria de refracție, microgravimetria, unele procedee electrice și electromagnetice, la care, în etapa de cercetare cu foraje, se adaugă și unele metode de carotaj geofizic.*

*Dificultățile privind adaptarea metodelor geofizice la rezolvarea problemelor de geologie inginerească nu se referă numai la modificările aduse aparaturii, metodologiilor și tehnicilor de lucru, dar și la condițiile particulare în care trebuie să se execute măsurătorile, în numeroase cazuri extrem de nefavorabile. De cele mai multe ori, suprafețele de prospectat sînt reduse și ca urmare nu pot fi evitate situații locale inadecvate, de tipul așezărilor urbane, zonelor industriale sau șantierelor în activitate. De aceea, măsurătorile de înaltă precizie, solicitate în asemenea lucrări, sînt uneori perturbate de influ-*

*ente parazitare sau de imposibilitatea alegerii dispozitivului optim de puncte de măsurare. În aceste condiții, rolul specialistului geofizician este hotărîtor în alegerea metodei sau complexului de metode, care să conducă la rezolvarea problemelor puse cercetării geofizice.*

*În acest context general, elaborarea unei cărți de specialitate în domeniul geofizicii inginerești apare ca oportună. Autorii își exprimă speranța că prezenta lucrare va servi drept ghid specialiștilor chemați să rezolve problemele complexe legate de amplasarea judicioasă a marilor construcții industriale și civile, pentru asigurarea la termen și în condiții optime a investițiilor planificate. Ea se adresează în primul rînd specialiștilor geofizicieni, geologi și hidrogeologi, chemați să execute direct studiile preliminare din acest domeniu de activitate, dar în același timp constituie un îndrumar folositor pentru un cerc mult mai larg de specialiști, care activează în cercetarea, proiectarea și execuția lucrărilor de construcții de diverse tipuri, în scopul înțelegerii posibilităților și limitărilor metodelor geofizice, pentru valorificarea superioară a rezultatelor furnizate de acestea. De asemenea, lucrarea poate servi studenților de profil, care doresc să-și diversifice cunoștințele obținute în cadrul programelor analitice existente și să se specializeze în acest domeniu relativ nou al geofizicii.*

*Capacitatea de rezolvare a problemelor specifice geologiei inginerești și hidrogeologiei prin metode geofizice este diferențiată. De aceea, încă de la început sînt precizate criteriile geologice, fizice, tehnice și economice, care condiționează eficiența acestor metode în diferite cazuri concrete.*

*Lucrarea acordă un spațiu limitat tehnicilor specifice problemelor de geofizică inginerească, avînd în vedere pe de o parte cercul larg de specialiști cărora se adresează, iar pe de altă parte existența unor manuale de specialitate pentru cercetătorii care doresc să aprofundeze unele din aspectele teoretice sau metodologice cu caracter particular.*

*După cum este cunoscut, o parte a teritoriului țării noastre este caracterizată printr-o seismicitate relativ ridicată. În aceste condiții apare evidentă necesitatea cunoașterii aprofundate a efectelor seismelor asupra construcțiilor civile și industriale, pentru a se asigura deplina securitate a acestora. De aceea, lucrarea rezervă un capitol special problemelor de seismologie inginerească, care are drept scop relevarea contribuției metodelor geofizice la rezolvarea unor aspecte specifice, cu precădere asupra microzonării seismice a așezărilor urbane și seismicității induse.*

*Cercetarea geofizică în probleme de geologie inginerească este amplu tratată, cu scopul de a oferi o imagine cît mai clară asupra oportunității și necesității aplicării metodelor geofizice la studiile de amplasare a construcțiilor, la stabilirea traseului optim și urmărirea comportării căilor de comunicație și transport, la localizarea surselor de materiale de construcție etc. în terenuri cu alcătuire geologică variată.*

*În prezent, determinarea elementelor structurale ascunse care condiționează existența pînzelor acvifere, prospectarea apelor minerale și termale, precizarea principalilor parametri ce caracterizează colectoarele acvifere, la care se adaugă studiul multilateral al formațiunilor carbonatice carstificate,*

*constituie probleme în a căror rezolvare metodele geofizice își aduc un aport important.*

*În lucrare sînt prezentate și contribuțiile cercetării geofizice la localizarea corpurilor metalice îngropate, la depistarea lucrărilor miniere vechi și a altor goluri subterane, la determinarea efectului exploziilor asupra construcțiilor etc.*

*Autorii își exprimă speranța de a fi realizat o lucrare utilă, încercînd să prezinte sintetic problematica actuală și de perspectivă a cercetărilor geofizice în domeniile geologiei inginerești și hidrogeologiei. Evident, sarcina autorilor nu a fost ușoară, ținînd seama de aspectele specifice pe care le îmbracă aplicarea metodelor geofizice față de cele cu care s-au obișnuit specialiștii ce activează în industria extractivă și de aceea, lucrarea este susceptibilă de îmbunătățiri și completări ulterioare.*

AUTORII

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## CUPRINS

*Cuvînt înainte* . . . . . 3

1. METODE DE CERCETARE FOLOSITE ÎN GEOFIZICA INGINEREASCĂ . 9

1.1. Metode de cercetare geoelectrică . . . . . 9
1.2. Metode de cercetare seismometrică . . . . . 20
1.3. Metode de cercetare gravimetrică, magnetometrică, geotermică, radiometrică și de geofizică de sondă . . . . . 28
1.4. Metode de determinare a parametrilor fizici în laborator . . . . 41

2. ELEMENTE DE SEISMOLOGIE INGINEREASCĂ . . . . . 49

2.1. Tipuri de cutremure. Scări de evaluare a fenomenului seismic . . . 49
2.2. Aprecierea și calculul efectului seismic asupra construcțiilor . . . . 57
2.3. Zonarea și microzonarea seismică . . . . . 66
2.4. Seismicitatea indusă . . . . . 77

3. CERCETAREA GEOFIZICĂ ÎN PROBLEME DE GEOLOGIE INGINEREASCĂ . . . . . 89

3.1. Determinarea parametrilor elastici ai materialelor . . . . . 90
3.2. Studierea amplasamentelor construcțiilor hidrotehnice . . . . . 99
3.3. Stabilirea traseului optim și urmărirea comportării căilor de comunicație și transport . . . . . 121
3.4. Localizarea depozitelor de materiale de construcție . . . . . 134
3.5. Studiul alunecărilor de teren și prognoza acestora . . . . . 141

4. CERCETAREA GEOFIZICĂ ÎN PROBLEME DE HIDROGEOLOGIE . . . 149

4.1. Determinarea structurilor hidrogeologice . . . . . 150
4.2. Determinarea principalilor parametri ce caracterizează colectorul acvifer 157
4.3. Prospectarea zăcămintelor de ape minerale și termale . . . . . 175
4.4. Studiul carstului . . . . . 191
4.5. Studiul infiltrațiilor și a stabilității, urmărirea comportării în timp a barajelor, iazurilor de decantare și a halelor de steril . . . . . 212

5. CERCETAREA GEOFIZICĂ ÎN PROBLEME TEHNICE SPECIALE . . . 223

5.1. Identificarea și localizarea obiectelor metalice îngropate . . . . 223
5.2. Studiul coroziunii conductelor și a altor instalații metalice îngropate . 232
5.3. Determinarea amplasării și calculul prizelor electrice de pămînt . . . 240



BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5.4. Cercetări cu obiectiv tehnic la masivele de sare . . . . . 245
5.5. Consolidarea electrochimică și geoelectrică a solului și subsolului. Controlul electric al operațiunilor de consolidare, impermeabilizare și compactare . . . . . 253
5.6. Studii seismoacustice în domeniul securității miniere . . . . . 264
5.7. Detectarea golurilor subterane rezultate din vechi activități umane . . 272
5.8. Determinarea efectului exploziilor asupra construcțiilor . . . . . 277
6. APLICAȚII ALE GEOFIZICII ÎN ARHEOLOGIE . . . . . 289
6.1. Localizarea geofizică a obiectivelor arheologice . . . . . 289
6.2. Elemente de datare geofizică în arheologie . . . . . 300

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 1. METODE DE CERCETARE FOLOSITE ÎN GEOFIZICA INGINEREASCĂ

## 1.1. METODE DE CERCETARE GEOELECTRICĂ

Cercetarea geoelectrică se bazează pe studierea distribuției la suprafața solului sau la diferite adîncimi a cîmpurilor electromagnetice naturale sau artificiale, în scopul obținerii de informații privitoare la constituția și structura ascunsă a subsolului, precum și asupra obiectelor aflate sau a unor fenomene fizico-chimice care au loc în acesta.

Modificarea distribuției cîmpurilor electromagnetice în spațiu și timp este cauzată în principal de diferențierea din punctul de vedere electric a rocilor și obiectelor ce intră în alcătuirea subsolului, manifestată în rezistivitatea — $\rho$ sau în inversul ei, conductivitatea electrică — $\sigma$, permitivitatea — $\varepsilon$, permeabilitatea — $\mu$ și în activitatea electrochimică naturală sau provocată.

Varietatea foarte mare a metodelor și tehnicilor de măsurare elaborate, determinată de natura cîmpului electromagnetic studiat, de modul de introducere a sa în subsol și de semnificația parametrilor fizici și convenționali măsurați sau stabiliți prin calcul conferă cercetării geoelectrice un vast domeniu de aplicare și la rezolvarea diferitelor probleme de geologie inginerească, hidrogeologie, arheologie sau cu caracter tehnic.

În fig. 1.1 este prezentată sinoptic o clasificare a principalelor metode geoelectrice cunoscute, în funcție de natura cîmpurilor electromagnetice studiate.

Aplicarea metodelor geoelectrice la rezolvarea problemelor din domeniile menționate este condiționată de o serie de factori, cei mai importanți fiind: gradul de diferențiere electrică a obiectului supus investigației față de mediul adiacent, forma, orientarea și modul său de prezentare, volumul și adîncimea de situare în subsol, grosimea și natura formațiunilor acoperitoare, prezența în zonă a unor cîmpuri electromagnetice parazitare și starea de umiditate sau ariditate a acesteia, aspectul ei geomorfologic, temperatura medie anuală, existența construcțiilor industriale și civile, gradul de acoperire cu vegetație etc. Dintre aceștia unii pot avea rol prohibitiv în folosirea metodelor.

**Fig. 1.1. Clasificarea metodelor geoelectrice în funcție de natura cîmpurilor electromagnetice studiate.**

Dacă utilizarea în practica curentă a metodelor geoelectrice nu presupune în general o schimbare a fundamentării lor fizico-matematice prin trecerea de la un domeniu de aplicare la altul, rezolvarea problemelor specifice fiecărui domeniu, extrem de variate și de complexe în cazul geofizicii inginerești, implică adaptarea concepțiilor și a tehnicilor de lucru corespunzător problemelor noi abordate.

Legat de primul aspect trebuie arătat că un rol important pe parcursul desfășurării unei cercetări geoelectrice revine alegerii dispozitivelor și a rețelei de măsură în funcție de gradul de detaliere și de natura obiectivului urmărit. Creșterea gradului de detaliere prin îndesirea stațiilor de observație este însă limitată, fiind determinată în ultimă instanță de mărimea obiectului investigat, de adîncimea lui de situare și de diferențierea sa din punctul de vedere electric în raport cu mediul adiacent. Luînd în considerație faptul că parametrii electrici măsurați se referă la anumite volume și că aceste volume ar fi suficient de mari, se poate admite că măsurătorile, realizate cu dispozitive comparabile ca mărime cu adîncimea de localizare a obiectivului cercetat și cu distanța maximă dintre stațiile de observație egală cu 0,2 din adîncimea pînă la obiectiv, se înscriu în limitele preciziei de măsurare.

La o analiză sumară a celor expuse s-ar părea că pentru obținerea unor informații cît mai complete asupra unui obiect situat la o anumită adîncime în subsol este suficientă alegerea unei rețele adecvate de observație. În realitate situația este mult mai complicată, existînd o limită critică, de la care îndesirea rețelei de observație, inclusiv în cazul unei adîncimi reduse de localizare a obiectului, nu mai poate conduce la obținerea de informații suplimentare. Obținerea acestora nu este posibilă decît prin utilizarea de la caz la caz a unui complex rațional de metode de prospecțiune (geofizice, geologice, geochimice, aerofotogrametrice etc.) și de explorare (miniere și de foraj), în paralel cu executarea unor studii speciale (geotehnice, modelări fizico-matematice, etc.), care să se completeze și corecteze reciproc. Analiza integrată a tuturor datelor de observație furnizate de aceste metode asigură un grad avansat de cunoaștere a obiectului, contribuie la restrîngerea ambiguității

interpretării anomaliilor geofizice și elimină suprapunerea de rezultate obținute în zonele de interes ca urmare a aplicării separate a uneia sau alteia dintre metodele respective de investigație.

În cadrul complexului rațional de metode geofizice aplicate în problemele de geologie inginerească, hidrogeologie, arheologie și cu caracter tehnic, cele geoelectrice ocupă un loc important, datorită expeditivității și costului mult mai redus decît al altor lucrări destinate aceluiași scop (geotehnice, miniere și de foraj etc.). În tabelul 1.1 sînt prezentate principalele probleme la a căror elucidare pot contribui aceste metode și variantele lor optime de lucru.

Bazele fizico-matematice și tehnicile de măsură ale metodelor geoelectrice fiind descrise în lucrări publicate anterior (Botezatu, 1964; Constantinescu et al., 1965; Gavăt et al., 1973; Botezatu et al., 1976), în continuare vor fi prezentate doar aspecte legate de specificul aplicării lor în domeniile care ne interesează.

Dintre parametrii fizici care caracterizează din punctul de vedere electric rocile și obiectele aflate în subsol și care stau la baza aplicării majorității metodelor geoelectrice de investigație, cel mai important îl constituie rezistivitatea ($\rho$), sau inversul acesteia — conductivitatea ($\sigma$). După natura purtătorilor de sarcini electrice care se pot deplasa în prezența unui cîmp electric, rocile pot avea fie o conductibilitate electronică sau metalică, proprie în general unor metale native, sulfuri, oxizi, grafit și cărbuni cu un stadiu foarte înaintat de carbonificare, fie o conductibilitate electrolitică sau ionică, determinată de existența în spațiul poros al rocilor a unor soluții mai mult sau mai puțin mineralizate. Conductivitatea predominantă este de natură ionică, cea mai mare parte a rocilor, în special cele sedimentare, avînd porii umpluți cu soluții apoase de săruri.

Rezistivitatea rocilor variază în limite extrem de largi (în intervalul $10^{-6}$ $\Omega$m—$10^{14}$ $\Omega$m), în funcție de conținutul lor mineralogic, porozitate, natura soluțiilor conținute în porii rocii și gradul lor de umplere, textură, structură, presiune, temperatură etc. În tabelele 1.2, 1.3 și 1.4, sînt prezentate după Dortman și Parhomenko (1976) intervalele de variație a rezistivității pentru cîteva roci aparținînd celor trei categorii genetice cunoscute: magmatice, metamorfice și sedimentare.

Rezistivitatea unei roci în funcție de conținutul său în minerale cu conductivitate electronică este dată de relația

$$\rho_r = K_m \cdot \rho_m, \tag{1.1}$$

în care $\rho_r$ reprezintă rezistivitatea rocii; $\rho_m$ — rezistivitatea mineralelor conductoare existente; $K_m$ — factor depinzînd de compoziția mineralogică.

Pentru rocile cu conductivitate ionică, natura componenților mineralogici nu influențează, în general, rezistivitatea, valoarea acesteia depinzînd numai de geometria porilor printr-un factor de porozitate $P_r$ și de rezistivitatea electrolitului $\rho_e$ conținut de aceștia:

$$\rho_r = P_r \cdot \rho_e \tag{1.2}$$

*Tabelul 1.1.* **Principalele probleme de geofizică inginerească abordabile prin metode geoelectrice**

| Enunțul problemei | Metodele geoelectrice utilizabile | Variantele de aplicare | Parametrii fizici măsurați |
|---|---|---|---|
| A. Geologie inginerească<br>1. Determinarea grosimii formațiunilor superficiale și a volumului de rocă ce urmează a fi excavată | Metoda rezistivităților | Sondaje<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\varrho_a$) |
| 2. Executarea de hărți la nivelul rocii de bază și determinarea naturii acesteia | Metoda polarizației induse<br>Metoda rezistivităților | Sondaje<br>Profilare | Polarizabilitatea aparentă ($\eta_a$)<br>Rezistivitatea aparentă ($\varrho_a$) |
| 3. Stabilirea traseului optim al căilor de comunicație | Metoda rezistivităților<br>Metoda radioprofilării | Sondaje<br>Profilare<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\varrho_a$)<br>Numărul de undă ($K_n$) |
| 4. Studiul alunecărilor de teren | Metoda rezistivităților<br>Metoda potențialului natural | Sondaje<br>Profilare<br>Potențial<br>Gradient | Rezistivitatea aparentă ($\varrho_a$)<br>Potențialul natural (PN) |
| 5. Evaluarea resurselor de materiale pentru construcție | Metoda rezistivităților<br>Metoda polarizației induse | Sondaje<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\varrho_a$)<br>Polarizabilitatea aparentă ($\eta_a$) |
| B. Hidrogeologie<br>1. Determinarea elementelor structurale ascunse care condiționează existența pînzelor acvifere | Metoda rezistivităților<br>Metoda curenților telurici<br>Metoda magnetotelurică | Sondaje<br>Profilare<br>Profilare<br>Sondaje<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\varrho_a$)<br>Teluroparametrii $J$, $\mu$ și $K$<br>Rezistivitatea aparentă ($\varrho_a$) |
| 2. Evaluarea porozității totale și a proprietăților de filtrație ale rocilor | Metoda rezistivităților<br>Metoda polarizației induse | Sondaje<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\varrho_a$)<br>Polarizabilitatea aparentă ($\eta_a$) |
| 3. Identificarea traseelor văilor subterane | Metoda rezistivităților<br>Metoda corpului încărcat<br>Metode electromagnetice inductive<br>Metoda potențialului natural | {Sondaje<br>Profilare}<br>Profilare<br>Profilare<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\varrho_a$)<br>Diferența de potențial ($\Delta V$)<br>Forța electromotoare indusă<br>Diferența de fază ($\Delta\varphi$)<br>Raportul amplitudinilor<br>Unghiul de înclinare al elipsei de polarizație ($\alpha$)<br>Potențialul natural (PN) |

| | | | |
|---|---|---|---|
| 4. Stabilirea vitezei și direcției de curgere a apelor subterane | Metoda rezistivităților | Sondaje<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\rho_a$) |
| | Metoda corpului încărcat | Profilare | Diferența de potențial ($\Delta V$) |
| | Metode electromagnetice inductive | Profilare | Forța electromotoare indusă<br>Diferența de fază ($\Delta\varphi$)<br>Raportul amplitudinilor<br>Unghiul de înclinare a elipsei de polarizație ($\alpha$) |
| 5. Determinarea zonelor cu salinitate diferită în cadrul pînzelor acvifere | Metoda rezistivităților | Sondaje<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\rho_a$)<br>Polarizabilitatea aparentă ($\eta_a$) |
| | Metoda polarizației induse | Profilare | Impedanța tranzitorie ($Z_t$) |
| | Metoda fenomenelor electromagnetice tranzitorii | | |
| 6. Rezolvarea unor probleme de morfologie carstică (grad de carstificare, goluri, zone de fisurație, direcții și viteze de curgere a apelor etc.) | Metoda rezistivităților | Sondaje<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\rho_a$)<br>Polarizabilitatea aparentă ($\eta_a$) |
| | Metoda polarizației induse | Potențial<br>Gradient | Potențialul natural (PN) |
| | Metoda potențialului natural | Profilare | Coeficientul de atenuare ($\alpha$) |
| | Metoda radiotransparenței | Profilare | Coeficientul de atenuare ($\alpha$) |
| | Metoda radar | Profilare | Diferența de potențial ($\Delta V$) |
| | Metoda corpului încărcat | | |
| 7. Prospectarea acumulărilor de ape minerale și termale | Metoda rezistivităților | Sondaje<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\rho_a$) |
| | Metode electromagnetice inductive | Profilare | Forța electromotoare indusă<br>Diferența de fază ($\Delta\varphi$)<br>Raportul amplitudinilor<br>Unghiul de înclinare a elipsei de polarizație ($\alpha$) |
| | Metoda fenomenelor electromagnetice tranzitorii | Profilare | Impedanța tranzitorie ($Z_t$) |
| C. Probleme cu caracter tehnic<br>1. Detectarea și conturarea corpurilor metalice îngropate | Metoda rezistivităților | Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\rho_a$) |
| | Metoda fenomenelor electromagnetice tranzitorii | Profilare | Impedanța tranzitorie ($Z_t$) |
| | Metode electromagnetice inductive | Profilare | Forța electromotoare indusă<br>Diferența de fază ($\Delta\varphi$)<br>Raportul amplitudinilor<br>Unghiul de înclinare al elipsei de polarizație ($\alpha$) |



BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

*Tabelul 1.1* (continuare)

| Enunțul problemei | Metodele geoelectrice utilizabile | Variantele de aplicare | Parametrii fizici măsurați |
|---|---|---|---|
| 2. Amplasarea și calculul prizelor de pământ | Metoda rezistivităților | Sondaje<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\rho_a$) |
| 3. Studiul coroziunii conductelor și a altor obiecte metalice îngropate | Metoda potențialului natural | Gradient | Potențialul natural (PN) |
| 4. Depistarea lucrărilor miniere vechi și a altor goluri subterane | Metoda rezistivităților<br>Metoda radiotransparenței<br>Metoda radar | Sondaje<br>Profilare<br>Profilare<br>Profilare | Rezistivitea aparentă ($\rho_a$)<br>Coeficientul de atenuare ($\alpha$)<br>Coeficientul de atenuare ($\alpha$) |
| D. Arheologie<br>1. Identificarea și localizarea obiectivelor arheologice ascunse de formațiuni superficiale | Metoda rezistivităților<br>Metoda fenomenelor electromagnetice tranzitorii<br>Metode electromagnetice inductive | Sondaje<br>Profilare<br>Profilare<br>Profilare | Rezistivitatea aparentă ($\rho_a$)<br>Impedanța tranzitorie ($Z_t$)<br>Forța electromotoare indusă<br>Diferența de fază ($\Delta\varphi$)<br>Raportul amplitudinilor<br>Unghiul de înclinare al elipsei de polarizație ($\alpha$) |

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 1.2.* **Rezistivitatea unor roci magmatice** (după N. B. Dortman și E. I. Parhomenko, 1976)

| Roca | Măsurători de rezistivitate pe eșantioane (Ωm) | | Măsurători de rezistivitate cu ajutorul SEV și carotajului pe roci în situ (Ωm) | |
|---|---|---|---|---|
| | Cu umiditate higroscopică | Cu umiditate capilară max. | Cu umiditate capilară max. | Cu minerale metalice, grafit și substanță cărbunoasă |
| GRANIT, GRANODIORIT | $1 \cdot 10^6 - 8 \cdot 10^7$ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$ | $1 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^4$ | $10 - 5 \cdot 10^3$ |
| SIENIT, DIORIT CUARȚOS, DIORIT, GABBROU | $1 \cdot 10^6 - 3 \cdot 10^7$ | $2 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^5$ | — | $50 - 5 \cdot 10^3$ |
| PIROXENIT, PERIDOTIT | $1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^7$ | $1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$ | — | $10 - 1 \cdot 10^3$ |
| PORFIR CUARȚOS | $5 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^6$ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$ | $1 \cdot 10^3 - 5 \cdot 10^5$ | $50 - 1 \cdot 10^3$ |
| PORFIRIT | $5 \cdot 10^4 - 5 \cdot 10^5$ | $1 \cdot 10^3 - 5 \cdot 10^4$ | $1 \cdot 10^3 - 5 \cdot 10^4$ | — |
| DIABAZ | $5 \cdot 10^5 - 5 \cdot 10^6$ | $1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$ | — | — |
| LIPARIT | — | — | $1 \cdot 10 - 1 \cdot 10^3$ | — |
| ANDEZIT | $5 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$ | $5 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^4$ | — | $1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$ |
| BAZALT | $5 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$ | $5 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^5$ | $5 \cdot 10^2 - 1.10^3$ | — |

*Tabelul 1.3.* **Rezistivitatea unor roci metamorfice** (după N. B. Dortman și E. I. Parhomenko, 1976)

| Roca | Măsurători de rezistivitate pe eșantioane (Ωm) | | Măsurători de rezistivitate cu ajutorul SEV și carotajului pe roci în situ (Ωm) | |
|---|---|---|---|---|
| | Cu umiditate higroscopică | Cu umiditate capilară max. | Cu umiditate capilară max. | Cu minerale metalice, grafit și substanță cărbunoasă |
| ȘIST MICROCRISTALIN ȘI CRISTALIN | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$ | $5 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^5$ | $1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^5$ | $50 - 1 \cdot 10^3$ |
| FILIT | $1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^5$ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$ | — | $10 - 50$ |
| GNAIS | $1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^5$ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$ | — | $10 - 50$ |
| AMFIBOLIT | $1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^7$ | $1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$ | $1 \cdot 10^3 - 5 \cdot 10^3$ | — |
| MARMORA | $1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^7$ | $1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$ | — | — |
| CUARȚIT | $1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^8$ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$ | — | $50 - 1 \cdot 10^3$ |
| SCARN | $1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^7$ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^6$ | — | $50 - 1 \cdot 10^3$ |



BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 1.4.* **Rezistivitatea unor roci sedimentare** (după N. B. Dortman și E. I. Parhomenko, 1976)

| Roca | Măsurători de rezistivitate pe eșantioane cu umiditate higroscopică (Ωm) | Măsurători de rezistivitate cu ajutorul SEV și carotajului pe roci în situ (Ωm) | | |
|---|---|---|---|---|
| | | Saturate cu ape atmosferice și slab mineralizate (pînă la 3 g/l) | Saturate cu ape sărate și soluții (peste 3 g/l) | Cu minerale metalice diseminate, grafit și substanță cărbunoasă |
| ARGILA | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$ | $1 \cdot 10 - 1 \cdot 10^2$ | $1 - 10$ | -- |
| ARGILIT | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$ | $2 \cdot 10 - 2 \cdot 10^2$ | $1 - 20$ | - |
| ȘIST ARGILOS | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$ | $5 \cdot 10 - 5 \cdot 10^2$ | $1 - 50$ | $1 - 1 \cdot 10^2$ |
| GRESIE: POROASĂ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^6$ | $3 \cdot 10 - 2 \cdot 10^2$ | $1 - 10$ | $1 - 1 \cdot 10^2$ |
| COMPACTĂ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^6$ | $1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$ | $5 - 1 \cdot 10^2$ | $1 - 1 \cdot 10^2$ |
| CONGLOMERAT | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^6$ | $1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$ | $5 - 1 \cdot 10^2$ | -- |
| MARNĂ | $1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^5$ | $1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$ | $10 - 1 \cdot 10^2$ | -- |
| CALCAR: FISURAT | $1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^6$ | $1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$ | $50 - 1 \cdot 10^2$ | $1 - 1 \cdot 10^2$ |
| COMPACT CRISTALIN | $1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^6$ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$ | $1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$ | $1 - 1 \cdot 10$ |
| DOLOMIT | $1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$ | $1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$ | $1 - 1 \cdot 10^2$ |
| ANHIDRIT | $1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^5$ | $1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$ | $1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^4$ | -- |
| GIPS | $1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^7$ | $1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$ | $1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$ | -- |

Influența temperaturii asupra rezistivității rocilor ($\rho_t$) este determinată de modificarea mobilității ionilor din soluții și se poate evalua cu formula:

$$\rho_t = \frac{\rho_{18^\circ}}{1 + \alpha_t(t - 18^\circ)}; \qquad (1.3)$$

în care $\alpha_t$ este coeficientul de temperatură, egal aproximativ cu $0{,}025^\circ C^{-1}$.

În ceea ce privește influența presiunii, experiențele au arătat că rezistivitatea rocilor variază în sens invers proporțional cu aceasta. Scăderea rezistivității odată cu creșterea presiunii este mai accentuată la rocile sedimentare în raport cu cele cristaline. Pentru o creștere a presiunii de pînă la 1000 kg/cm² rezistivitatea rocilor scade cu 18—74%.

Urmărirea continuă în timp a acestei variații a rezistivității cu presiunea în zonele cu activitate seismică ar putea constitui un indicator pentru predicția cutremurelor de pămînt.

Rezistivitatea rocilor, mai ales a celor stratificate, prezintă de asemenea variații în funcție de direcția de propagare a curentului electric, distingîndu-se

o rezistivitate longitudinală — $\rho_l$ și una transversală — $\rho_t$ în raport cu stratificația. Calculul coeficientului de anizotropie $\lambda$ se face cu ajutorul formulei

$$\lambda = \sqrt{\rho_t / \rho_l}, \tag{1.4}$$

valoarea sa fiind cuprinsă între 1 (argile slab stratificate) și 3 (șisturi grafitoase și cărbunoase).

Trebuie amintită totodată variația rezistivității cu frecvența curentului electric utilizat, ca urmare a apariției efectului pelicular pentru frecvențele înalte sau a unor fenomene electrochimice în cazul celor joase.

Variația rezistivității rocilor în funcție de factorii determinanți menționați a condus la elaborarea unor nomograme, care permit obținerea de informații utile privitoare la condiționarea reciprocă a acestor factori.

Cercetările în domeniul geofizicii inginerești bazate pe determinarea rezistivității pot fi realizate printr-o serie de metode geoelectrice. Cea mai des utilizată dintre acestea este metoda rezistivităților în curent continuu. Principial metoda constă în injectarea în subsol a unui curent electric de intensitate cunoscută prin intermediul a doi electrozi și măsurarea diferenței de potențial rezultată cu ajutorul altei perechi de electrozi. Rezistivitatea aparentă se calculează pe baza unor formule relativ simple.

În lucrările de teren se folosesc curent două variante ale metodei rezistivităților: sondaje și profilare electrică. Sondajele electrice se bazează pe creșterea progresivă a distanței dintre electrozi și permit investigarea în adîncime a subsolului, interpretarea în termeni structurali cantitativi a variației rezistivității aparente pe verticală făcîndu-se clasic cu ajutorul seturilor de abace teoretice. Profilarea electrică este destinată studierii variației laterale a rezistivității aparente și rezidă în deplasarea succesivă a unui aranjament constant de electrozi de-a lungul profilelor, interpretarea rezultatelor măsurătorilor efectuate avînd mai mult un caracter calitativ.

În aplicarea practică a celor două variante pot fi utilizate diferite dispozitive de măsură, fiecare dintre ele prezentînd anumite avantaje. Dispozitivul de măsură Schlumberger este preferabil celui Wenner în executarea sondajelor electrice verticale, întrucît necesită un număr mult mai redus de deplasări ale electrozilor, fiind sensibil totodată la unele variații laterale ale rezistivității aparente, pe care reușește să le corecteze într-o anumită măsură. În varianta profilării electrice se recomandă dispozitivul Wenner, datorită echidistanței dintre electrozii de curent și potențial, care permite deplasarea sa rapidă de la o stație de măsură la alta prin alegerea unei rețele adecvate de observație.

Limitarea în practică a adîncimii de investigație a dispozitivului Schlumberger este dată de lungimea mare a liniilor de emisie necesare, mai ales în prezența mediilor cu rezistivitate scăzută, care implică curenți suficient de intenși pentru a obține diferențe de potențial măsurabile în linia de recepție. Situația se complică și mai mult în regiunile cu ape curgătoare sau stătătoare, variațiile de rezistivitate laterală provocate de acestea afectînd măsurătorile realizate cu dispozitive lungi (de ordinul kilometrilor) și, implicit, interpretarea cantitativă a datelor de sondaj. Influențe asemănătoare se obțin și în cazul regiunilor cu relief accidentat.

Înlăturarea unora din deficiențele arătate se poate face prin folosirea dispozitivelor de măsură dipol. Deși ele solicită utilizarea unor curenți deosebit de intenși (de ordinul zecilor de amperi), tehnica de lucru pe teren cu ajutorul lor este mult facilitată de distanța relativ mică dintre electrozii de curent în raport cu dispozitivele Schlumberger, fără a impieta asupra adîncimii de investigație. Dezavantajul în cazul sondajelor dipol adînci constă în faptul că măsurătorile sînt puternic influențate de variațiile laterale superficiale de rezistivitate. Pentru interpretarea curbelor de rezistivitate aparentă obținute cu aceste dispozitive este necesară cunoașterea variației ei în partea superioară a mediului investigat. În varianta profilării, dispozitivele dipol prezintă avantajul cartării unor suprafețe relativ mari prin utilizarea unei singure linii de emisie, recepția făcîndu-se în stații de observație dispuse în jurul acesteia, fapt deosebit de important în condițiile unui teren accidentat.

O largă utilizare în rezolvarea unor probleme de geofizică inginerească o au metodele electromagnetice de determinare a rezistivității. Principiul de bază constă în introducerea în subsol a unui cîmp electromagnetic artificial prin intermediul unui emițător (bobine sau doi electrozi) și măsurarea componentelor sale electrice și magnetice rezultante cu ajutorul unui receptor. Cîmpurile rezultante pot fi detectate printr-o mare varietate de aranjamente emițător-receptor (Keller și Frischknecht, 1966). În cazul sondajului electromagnetic, creșterea adîncimii de investigație se realizează prin variera fie a distanței dintre emițător și receptor, fie a frecvenței de lucru (sondaj de frecvență), iar interpretarea se face prin compararea curbelor de teren cu cele obținute cu ajutorul modelărilor matematice. Adîncimea de penetrație a curentului este dată de formula $p = 0{,}5\sqrt{\rho/f}$ și se exprimă în km. Se poate observa că metoda rezistivității în cîmp electromagnetic se pretează foarte bine la executarea de sondaje în prezența unor terenuri superficiale rezistive, eficiența ei scăzînd odată cu creșterea conductivității acestora. Rezultate deosebit de bune se obțin în cartările geologice de suprafață, comparabile calitativ cu cele ale profilării electrice cu dispozitive de măsură Wenner, dar la un preț de cost mult mai redus decît al acestora și într-un timp mult mai scurt. Sondajele de frecvență prezintă avantajul că sînt mai puțin afectate de neomogenitățile laterale în raport cu cele în curent continuu tip Schlumberger. Se pare totodată că pentru adîncimi de investigație mari, sondajele electromagnetice necesită distanțe mai mici între emițător-receptor față de dispozitivele de măsură corespunzătoare Schlumberger sau Wenner. Ca un dezavantaj se poate menționa faptul că cercetarea obiectelor geologice situate la adîncimi mari impune folosirea unor frecvențe foarte joase, ceea ce determină o creștere a gabaritului și greutății echipamentelor de măsură.

O posibilitate interesantă de evaluare a rezistivității în domeniul de timp o oferă metoda fenomenelor electromagnetice tranzitorii. Prin intermediul a doi electrozi sau a unei spire se introduce în sol un curent electric de tip treaptă, iar forța electromotoare indusă într-o bobină de variațiile în timp ale cîmpului electromagnetic este măsurată ca o funcție de timp. Cercetările au arătat că rezistivitatea aparentă obținută la timpi mici este caracteristică formațiunilor geologice de suprafață, spre deosebire de cea la timpi lungi, care este datorată stratelor din profunzime. Există astfel posibilitatea ca

printr-o singură măsurătoare să se obțină informații asupra variației rezistivității cu adîncimea. Metoda poate fi utilizată cu succes la cercetarea obiectelor situate sub depozite superficiale conductoare.

Dintre metodele geoelectrice bazate pe studierea cîmpurilor electromagnetice naturale care pot fi aplicate în domeniul hidrogeologiei trebuie amintite metoda curenților telurici și metoda magnetotelurică. Ambele metode pot fi utilizate în cercetările de teren pentru obținerea unor informații geologice de ordin structural pornind de la contrastul de rezistivitate existent între diferitele formațiuni care intră în alcătuirea zonelor de interes.

*Metoda curenților telurici* se aplică în principal în lucrările de cartare geologică la scară regională, în zonele cu variații orizontale ale rezistivității. Principiul de bază al metodei constă în asimilarea cîmpului teluric cu cel produs de un dipol de lungime infinită, distribuția sa în prezența unui mediu omogen fiind uniformă. Orice neomogenitate laterală afectează curgerea sub formă de pînze extensive a curenților telurici. Metodica de lucru pe teren se rezumă în esență la înregistrarea simultană a cîmpurilor electrice în două stații. Din raportul amplitudinilor cîmpurilor electrice în cele două stații se pot obține informații asupra distribuției în subsol a rezistivității. Menținînd o stație de bază fixă și una mobilă se poate carta calitativ variația acestei rezistivități în suprafața prospectată.

*Metoda magnetotelurică* constă în determinarea rezistivității aparente a formațiunilor din subsol prin măsurarea la suprafață pe două direcții perpendiculare $O_x$ și $O_y$ a variațiilor simultane a componentelor orizontale a cîmpurilor teluric ($E_x$) și magnetic ($H_y$). Formula fundamentală de calcul a rezistivității aparente se prezintă sub forma

$$\rho_a = 0{,}2T\left(\frac{E_x}{H_y}\right)^2. \qquad (1.5)$$

Relația se bazează pe presupunerea că rezistivitatea aparentă variază numai în direcție verticală. În situațiile în care apar și variații orizontale, relația este mult mai complicată și se prezintă sub formă tensorială.

Metoda magnetotelurică clasică este aplicată cu precădere la cercetarea structurilor geologice regionale foarte adînci, de ordinul zecilor de kilometri și uneori mai mare.

*Metoda polarizației naturale* (PN) este o metodă de cîmp natural utilizată pe scară largă în rezolvarea unor probleme de hidrogeologie sau cu caracter tehnic datorită prețului ei de cost redus și expeditivității. Noțiunea de polarizație include o serie de cîmpuri naturale locale : electrochimice, de filtrație, de difuzie-adsorbție, de coroziune galvanică etc., care se manifestă la suprafață prin apariția unor potențiale măsurabile. Dintre acestea, cele de electrofiltrație și de coroziune galvanică prezintă un interes deosebit pentru problematica abordată. Primele se datoresc circulației fluidelor în rocile poroase și sînt responsabile de anomaliile negative de potențial natural înregistrate în zonele cu relief pozitiv. Văile, în schimb, se reflectă prin anomalii pozitive. Anomalii pozitive de PN se obțin și în cazul unor ape ascensionale, datorită îmbogățirii apei în cationi, ca urmare a adsorbției preferențiale a anionilor de către rocile prin care acestea circulă. Cîmpurile de coroziune galvanică

apar în porțiunile de corodare a conductelor metalice îngropate, cu rol de catod pentru curenții vagabonzi sau telurici pe care îi canalizează. Măsurarea la suprafață a potențialelor naturale în variantele potențial, gradient sau radială produse de aceste cîmpuri poate conduce la obținerea de informații utile în problemele legate de alunecările de teren, stabilirea traseului văilor subterane, depistarea locurilor de corodare a unor conducte sau a altor obiecte metalice îngropate etc.

Fenomene de polarizație în subsol pot fi generate și de trecerea unui curent electric provocat continuu sau alternativ de foarte joasă frecvență. Dacă se injectează un curent electric în sol și se întrerupe apoi brusc, se constată existența unei diferențe de potențial reziduale, descrescătoare rapid în timp. Această diferență de potențial reprezintă, în absența unor fenomene inductive, ceea ce se cunoaște sub denumirea de *polarizație provocată* sau *indusă*. În prezent se cunosc două tipuri principale de fenomene care pot conduce la apariția unor efecte de polarizație indusă :

— acumularea de sarcini electrice în jurul particulelor metalice cuprinse într-un electrolit la trecerea unui curent (polarizație de electrod sau supravoltaj) ;

— adsorbția selectivă (electrodializa) la nivelul peliculelor de argilă care îmbracă porii unei roci a ionilor conținuți de soluțiile din acestea în urma aplicării unei tensiuni electrice exterioare (polarizație de membrană).

*Metoda polarizației induse* bazată pe fenomenele de tip membrană este aplicată din ce în ce mai mult la soluționarea unor probleme de hidrogeologie și geologie inginerească, în special la separarea litologică a formațiunilor nisipo-argiloase, la aprecierea proprietăților de filtrare ale acestora și la evaluarea gradului de salinitate totală a pînzelor acvifere.

Metodele geoelectrice speciale vor fi prezentate în cadrul unor exemple practice.

## 1.2. METODE DE CERCETARE SEISMOMETRICĂ

Seismometria cuprinde totalitatea metodelor de cercetare a subsolului bazate pe studiul propagării prin roci a undelor elastice provocate artificial (prin explozii sau alte mijloace). În principiu, se studiază undele elastice generate la suprafața Pămîntului care pătrund în subsol unde, întîlnind interfețe între strate cu impedanță acustică ($\delta V$) diferită, se reflectă și/sau se refractă după care se întorc la suprafață unde sînt captate de traductori speciali (geofoni), conectați la o stație de înregistrare ; pe baza timpilor de propagare și a distanțelor la care au fost recepționate undele, se pot determina vitezele de propagare și poziția limitelor reflectatoare și refractatoare. Bazele teoretice ale metodei, aparatura folosită, tehnica de lucru în teren și cea de valorificare a datelor de observație fac obiectul a numeroase tratate de specialitate (Dobrin, 1952 ; Gamburțev et al., 1952, 1959 ; Puzîrev, 1959 ; Gurvici, 1960 ; Botezatu, 1964 ; Parasnis, 1965 ; Constantinescu et. al., 1965 ; Gurvici, 1966 ; Seguin, 1971). De aceea în prezentul capitol se vor prezenta

succint numai cîteva noțiuni elementare considerate absolut necesare pentru înțelegerea expunerii ulterioare privind aplicațiile seismometriei la rezolvarea problemelor de geologie inginerească și hidrogeologie.

*Proprietățile elastice* ale mediului pot fi caracterizate cu ajutorul unor parametri (constante), dintre care *modulul lui Young* ($E$) și *coeficientul lui Poisson* ($\nu$) au o largă utilizare în practică. Primul reprezintă coeficientul de proporționalitate între tensiunea aplicată și deformația longitudinală rezultată (legea lui Hooke) și se exprimă în dyne/cm$^2$ sau kg/cm$^2$; cel de al doilea, coeficientul de proporționalitate între deformarea laterală și cea longitudinală, fiind o mărime fără dimensiuni care pentru roci are aproximativ valoarea 0,25.

Uneori, pentru caracterizarea elasticității se folosesc constantele lui Lamé ($\lambda$ și $G$) care pot fi exprimate în funcție de $E$ și $\nu$.

Se deosebesc două categorii de parametri elastici: *statici* ($E_s$, $\nu_s$) și *dinamici* ($E_d$, $\nu_d$). Cei statici corespund unor acțiuni exterioare deformatoare lente; cei dinamici unor acțiuni rapide. Parametrii dinamici ai rocilor, așa cum se va arăta mai departe, pot fi determinați pe baza vitezelor de propagare a undelor seismice.

*Undele elastice* (seismice) sînt de două tipuri: de volum (propagarea are loc în întregul mediu) și de suprafață (propagarea are loc în vecinătatea suprafeței libere a mediului). Undele de volum se subîmpart, în funcție de caracterul mișcării particulelor în raport cu direcția de propagare, în: *unde longitudinale* $P$ (mișcare a particulelor paralelă cu direcția de propagare) și *unde transversale* $S$ (mișcare a particulelor perpendiculară pe direcția de propagare). Undele de suprafață sînt și ele de două feluri: Rayleigh ($R$) (de tip longitudinal) și Love ($L$) (de tip transversal), mișcarea particulelor avînd traiectorii mai complexe.

Cele mai des folosite în practică sînt undele $P$, întrucît generarea lor se realizează ușor. Undele $S$, deși sînt foarte utile îndeosebi în seismica inginerească, sînt mai puțin folosite datorită faptului că generarea lor prezintă serioase dificultăți.

Undele de suprafață, în mod frecvent, nu se utilizează, ele reprezentînd unde perturbatoare. Vitezele undelor $P$ ($V_P$) sînt mai mari decît ale undelor $S$ ($V_S$) de aproximativ $\sqrt{3}$ ori. Undele de suprafață tip Rayleigh au vitezele cele mai scăzute: $V_R \approx 0{,}92\ V_S$.

Vitezele undelor seismice în principalele roci sînt arătate în tabelul 1.5.

*Tabelul 1.5.* **Viteze de propagare ale undelor elastice longitudinale pentru diferite tipuri de roci**

| *Roca* | $V_p$(km/s) | *Roca* | $V_p$(km/s) |
|---|---|---|---|
| Apă | 1,4—1,6 | Cretă | 1,8—3,5 |
| Gheață | 3,1—4,2 | Calcar aerat | 1,6—3,0 |
| Sol | 0,2—0,7 | Calcar compact, dolomit | 3,0—6,0 |
| Loess | 0,3—0,4 | Sare gemă | 4,2—5,5 |
| Nisip uscat, pietriș | 0,1—0,8 | Gips, anhidrit | 4,5—6,5 |
| Nisip umed | 0,2—1,8 | Granit | 4,0—6,0 |
| Argilă nisipoasă | 0,3—0,9 | Bazalt | 4,5—6,0 |
| Argilă | 1,2—2,5 | Diabaz | 5,8—6,6 |
| Marnă | 2,0—3,5 | Tuf vulcanic | 2,0—2,2 |
| Gresie afînată | 1,5—2,5 | Roci metamorfice | 4,5—6,8 |
| Gresie compactă | 1,8—4,0 | Cărbune | 1,6—1,9 |
| Șisturi argiloase | 2,7—4,8 | | |

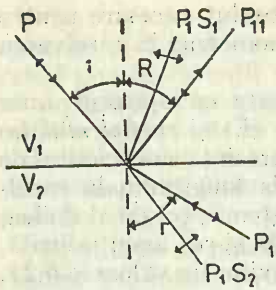



Fig. 1.2. Reflexia și refracția undei seismice longitudinale.

Limitele largi ale valorilor de viteză pentru fiecare rocă se explică prin dependența vitezei de diferiți factori (adîncime, porozitate, vîrstă, istorie tectonică etc.).

Propagarea undelor seismice este un fenomen complex, care se desfășoară conform unor principii cunoscute din optică: principiul lui Huygens (fiecare punct al unui front de undă devine sursă pentru o nouă undă); principiul lui Fermat (drumul parcurs de o undă între două puncte este cel care corespunde minimului de timp), principiul reciprocității (dacă se schimbă locul punctului de recepție cu cel al sursei, drumul undelor și timpul de propagare rămîn neschimbate) și principiul suprapunerii (dacă într-un mediu se propagă simultan două unde, fiecare din ele se propagă ca și cum cealaltă n-ar exista).

Pentru propagarea într-un mediu stratificat o deosebită importanță o au fenomenele de reflexie și refracție, de asemenea cunoscute din optică. Simplificînd foarte mult, aceste fenomene se reduc la următoarele: dacă o undă elastică ($P$) întîlnește sub un unghi $i$ (fig. 1.2) interfața dintre două medii caracterizate de viteze $V_1$ și $V_2$ diferite, iau naștere: o undă reflectată care revine în primul mediu propagîndu-se pe o direcție care face cu normala la limită un unghi $R=i$ și o undă refractată care pătrunde în cel de al doilea mediu pe o direcție care face cu normala un unghi $r$ definit de relația (legea lui Snell-Descartes): $\sin i/\sin r = V_1/V_2$.

Pentru unghiul de incidență $i_c = \text{arc sin } V_1/V_2$, denumit critic, unda se propagă de-a lungul limitei de separație cu viteza $V_2$ ($r = 90°$). Această undă „alunecătoare" creează în primul mediu o undă asemănătoare cu cea sonoră de tip balistic, cunoscută în seismometrie sub denumirea de *undă frontală*.

De fapt, în cazul incidenței unei unde longitudinale iau naștere patru unde (fig. 1.2): longitudinală reflectată ($P_{11}$), longitudinală refractată ($P_{12}$), transversală reflectată ($P_1S_1$) și transversală refractată ($P_1S_2$); asemănător se întîmplă și în cazul incidenței unei unde transversale. Undele reflectate sau refractate care presupun schimbarea caracterului de oscilație al particulelor se numesc *unde de schimb*.

Mediul geologic reprezintă, din punct de vedere elastic, un mediu neomogen (proprietățile elastice sînt funcție de coordonatele punctului considerat), de cele mai multe ori avînd un caracter stratificat. Undele care pot lua naștere într-un mediu stratificat sînt numeroase: longitudinale reflectate și refractate, transversale reflectate și refractate, unde de schimb de diferite tipuri și unde multiple (cele care înainte de a fi înregistrate suferă de mai multe ori fenomenul de reflexie sau refracție pe limitele din subsol sau pe limita aer-sol). Trebuie amintită de asemenea prezența frecventă a undelor difractate, generate de neomogenități (reprezentate de cele mai multe ori de accidente rupturale) ale căror raze de curbură sînt mai mici decît lungimea undei incidente ($\lambda = VT$).

Cazul limită al mediului stratificat, în care numărul stratelor crește la infinit iar grosimea lor tinde către zero, este întîlnit des în practică nu numai în domeniul rocilor cristaline și eruptive, dar și în cel al rocilor sedimentare. Undele care se propagă într-un astfel de mediu (mediu continuu) se numesc c o n t i n u u r e f r a c t a t e iar traiectoria lor, curbilinie, depinde de legea de variație a vitezei cu adîncimea.

În procesul de propagare a undelor seismice se constată o atenuare a energiei, explicată prin existența fenomenelor de absorbție și de dispersie. Legea de variație a amplitudinii undei în funcție de distanță are următoarea formă :

$$A(x) = A_0 e^{-\alpha x} \qquad (1.6)$$

unde $A(x)$ este amplitudinea la distanța $x$ ; $A_0$ — amplitudinea pentru $x = 0$ ; $\alpha$ — coeficientul de absorbție.

*Coeficientul de absorbție* caracterizează neelasticitatea rocilor și depinde în mare măsură de particularitățile fizico-mecanice ale acestora ; el reprezintă de aceea un parametru foarte important în valorificarea datelor de observație, mai ales în seismica inginerească. Adeseori se folosește și noțiunea de d e c r e m e n t d e a b s o r b ț i e ($\delta$), care exprimă absorbția într-un spațiu egal cu lungimea undei ($\delta = \alpha\lambda$). Coeficientul (decrementul) de absorbție al mediului se determină pe baza studiului amplitudinii undelor sau a spectrului acestora.

Seismometria oferă în special informații privind structura formațiunilor geologice, posibilitățile ei bazîndu-se pe faptul că limitele dintre strate constituie suprafețe de discontinuitate care determină reflexia și refracția undelor seismice.

În funcție de tipul undelor utilizate, metoda seismică s-a dezvoltat în principal, în două variante : seismica de refracție și cea de reflexie. O a treia variantă, cea a undelor directe (de trecere), are o dezvoltare mai redusă dar își găsește tot mai mult aplicații în domeniul seismometriei inginerești.

În *seismometria de refracție* se urmărește înregistrarea și valorificarea undelor frontale, care corespund limitei între două medii geologice, cel subiacent trebuind să fie caracterizat printr-o viteză mai mare de propagare a undelor seismice. Această metodă are o largă aplicare la rezolvarea problemelor de geologie inginerească, ceea ce recomandă prezentarea și a cîtorva elemente de ordin metodologic.

Înregistrările de teren se realizează de cele mai multe ori utilizîndu-se sistemul de observație denumit profilare longitudinală, care presupune colinearitatea punctelor de generare și a celor de recepție. Distribuția acestor puncte de-a lungul profilului este stabilită în raport cu gradul de detaliu al cercetării. Pentru asigurarea unei precizii mai ridicate a rezultatelor este necesar ca înregistrările să se efectueze în ambele sensuri ale profilului.

Întrucît undele frontale ies la suprafață numai la distanțe mai mari decît a punctului critic ($X_c = 2h \operatorname{tg} i$), observațiile se efectuează pe dispozitive suficient de lungi astfel încît să fie asigurată înregistrarea undei frontale de la limitele care prezintă interes pentru cercetare ; evident, lungimea dispozitivului va fi cu atît mai mare cu cît limita este mai adîncă și prezintă un contrast mai redus de viteză.

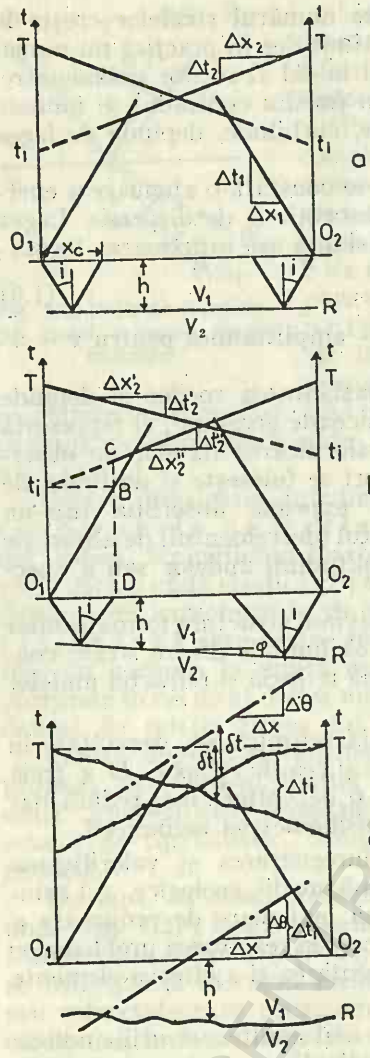



Fig. 1.3. Hodografele undelor frontale:

*a* — limită plană și orizontală; *b* — limită plană și înclinată; *c* — limită oarecare.

Pe baza determinării pe seismogramă a timpilor de parcurs a undelor care sosesc primele la receptori („prime sosiri") și a distanțelor punct de generare — punct de recepție se construiesc hodografele în ambele „sensuri de împușcare" (hodografe reciproce) și se corectează de influența neuniformităților superficiale (relief, zonă de viteză mică).

Dacă limita de refracție este plană și orizontală (fig. 1.3, *a*) hodografele sînt liniare, cel „direct" este identic cu cel „invers" ambele avînd o pantă ($\Delta t_2/\Delta x_2$) egală cu inversul vitezei ($1/V_2$) de propagare a undei pe limita respectivă (viteza de „alunecare"). Dacă limita este plană și înclinată, cele două hodografe au pante diferite, egale cu inversul vitezelor aparente (viteza cu care frontul undei frontale „mătură" profilul de observație) în cele două sensuri de împușcare.

Pentru cazul simplu al limitei plane și orizontale, determinarea elementelor care interesează în mod deosebit în cercetările de geologie inginerească — adîncimea limitei și vitezele undelor seismice în mediul de deasupra limitei și cea de „alunecare" de-a lungul ei — se face prin formule elementare care se pot deduce fără dificultate:

$$h = \frac{x_c}{2}\sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} = \frac{t_i}{2}\,\frac{V_1}{\cos i}$$

$$V_1 = \frac{\Delta x_1}{\Delta t_1}, \quad V_2 = \frac{\Delta x_2}{\Delta t_2} \qquad (1.7)$$

În cazul în care $BD/BC > 3$ (fig. 1.3, *b*), ceea ce are loc în mod frecvent în practică, adîncimea se determină printr-un procedeu grafic, expeditiv, considerîndu-se că este practic egală cu jumătatea distanței $OD$.

Dacă limita este plană dar înclinată (fig. 1.3, *b*), viteza de limită se calculează pe baza vitezelor aparente determinate pe hodografele construite în cele două „sensuri de împușcare" $\left(V^*_{2+} = \frac{\Delta x_1}{\Delta t_1}\right.$ și $\left. V^*_{2-} = \frac{\Delta x_2}{\Delta t_2}\right)$

$$\frac{1}{V_2} = \frac{1}{2\cos\varphi}\left[\frac{1}{V^*_{2+}} + \frac{1}{V^*_{2-}}\right] \simeq \frac{1}{2}\left[\frac{1}{V^*_{2+}} + \frac{1}{V^*_{2-}}\right].$$

Adîncimea limitei de refracție se determină de regulă numai sub punctele de explozie, utilizîndu-se procedeele stabilite în ipoteza orizontalității limitei.

Dacă limita de refracție are o morfologie oarecare, hodograful respectiv se abate de la forma liniară cu atît mai mult cu cît neregularitatea limitei este mai accentuată (fig. 1.3, *c*). Pentru determinarea vitezei de limită și a morfologiei acesteia este necesară obținerea unui sistem de hodografe încrucișate legate în puncte reciproce.

Viteza de limită se calculează în cele mai multe cazuri printr-un procedeu aproximativ, dar expeditiv, bazat pe determinarea așa-numitului hodograf diferențial :

$$\theta(x) = t(x) - t'(x) + T \tag{1.9}$$

($t$ și $t'$ sînt timpii citiți pe hodografe în cele două sensuri de împușcare, iar $T$ este timpul reciproc).

În practică, pentru determinarea acestui hodograf se măsoară diferențele $\delta t$ între unul din hodografe și orizontala ce unește timpii reciproci și se adaugă timpilor din punctele respective ale celuilalt hodograf (operația se efectuează cu un distanțier) ; punctele astfel obținute definesc hodograful diferențial, care de cele mai multe ori poate fi aproximat printr-o dreaptă (fig. 1.3, *c*). Viteza căutată poate fi considerată cu suficientă precizie (dacă înclinarea limitei nu depășește 20°) ca fiind egală cu dublul inversului pantei acestei drepte :

$$V_2 \approx 2 \frac{\Delta x}{\Delta \theta}. \tag{1.10}$$

Dacă hodografele nu sînt legate în puncte reciproce, hodograful diferențial se obține raportînd diferențele de timp dintre hodografele încrucișate (considerate cu semnele respective) față de orice dreaptă paralelă cu axa absciselor (fig. 1.3, *c*).

Determinarea limitei refractatoare se realizează de obicei prin „procedeul $t_0$" care, deși aproximativ, satisface integral exigențele impuse în cercetările de geologie inginerească. Procedeul implică determinarea în fiecare punct de observație a mărimii $t_0$ definită de relația :

$$t_0(x) = \frac{2h \cos i}{V_1} = t(x) - [T - t'(x)]. \tag{1.11}$$

Determinarea curbei $t_0$ de-a lungul profilului de observație presupune deci scăderea din timpii hodografului direct a diferenței dintre timpul reciproc și timpii hodografului invers, operație care practic se realizează grafic, cu ajutorul distanțierului. Cunoscînd valorile $t_0$ în fiecare punct de observație, adîncimile respective se calculează cu relația dedusă din (1.7)

$$h = \frac{V_1 t_0}{2 \cos i}. \tag{1.12}$$

Pentru determinarea lui $\cos i$ este evident necesară și cunoașterea vitezei $V_2$ ($\cos i = \sqrt{1 - V_1^2/V_2^2}$).

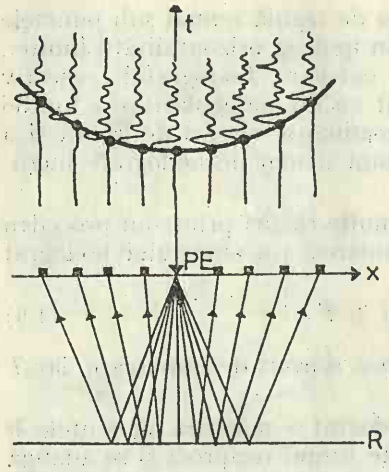


Fig. 1.1. Principiul metodei undelor reflectate.

*În seismica de reflexie* undele generate la suprafață (sau în găuri de sondă) sînt recepționate de geofoane dispuse pe dispozitive lineare amplasate în imediata apropiere a punctului de generare (*PE*), în general simetric față de acesta (fig. 1.4). Pe seismogramele obținute se pot determina timpii de sosire a undelor reflectate, pe baza cărora se întocmesc *hodografele* (în cazul unei limite plane hodograful este o hiperbolă).

După corectarea hodografelor de influențele neuniformităților superficiale și obținerea informațiilor asupra vitezei de propagare a undei în mediul acoperitor, se determină adîncimea și înclinarea limitei reflectatoare, prin aplicarea unor procedee de calcul. De obicei se realizează o urmărire continuă a limitelor reflectatoare prin sistemul de observație denumit p r o f i l a r e c o n t i n u ă d e r e f l e x i e. Rezultatul obținut constă într-o secțiune seismică de adîncime în planul vertical al profilului de observație; realizarea unei rețele de profile permite construirea unei hărți structurale la nivelele dorite.

În prezent se folosește aproape în exclusivitate tehnica de înregistrare digitală, care permite prelucrarea automată a datelor de observație, obținîndu-se în final *secțiunea de timp* (reprezentarea, de-a lungul profilului, a timpilor de propagare „$t_0$" între suprafața de observație și limita reflectatoare, pe trasee normale la aceasta). Cunoașterea legilor de distribuție a vitezelor în mediul acoperitor permite transformarea secțiunilor de timp în secțiuni de adîncime; ele oferă însă și singure o imagine intuitivă asupra structurii geologice de adîncime.

*Seismica undelor directe* include totalitatea procedeelor care au la bază studiul undelor care se propagă pe parcursuri directe între punctul de generare și cel de recepție (implicînd sau nu fenomenul de refracție, în funcție de existența unor discontinuități între cele două puncte). Punctele de generare și cele de recepție sînt situate fie ambele în subteran (în găuri de sondă sau în lucrări miniere), fie unul în subteran iar celălalt la suprafață. Aplicarea acestei metodici, cunoscută și sub numele de „seismografiere", permite determinarea unor neomogenități din subsol (goluri, zone de fisurație etc.) și a morfologiei eventualelor limite de discontinuitate traversate de unde.

În toate variantele de aplicare a metodei seismice determinarea vitezelor de propagare a undelor prezintă o importanță deosebită, de cunoașterea lor depinzînd atît corecta determinare a adîncimii limitelor reflectatoare și refractatoare cît și justețea aprecierilor privind starea fizico-mecanică a rocilor. Există mai multe procedee de determinare a vitezelor. Măsurătorile „in situ" oferă rezultatele cele mai exacte, ele efectuîndu-se în găuri de sondă (carotaj seismic), între găurile de sondă sau pe profile scurte amplasate pe aflorimente;

Determinarea mai puțin exactă a vitezelor se poate realiza pe baza hodografelor undelor reflectate sau refractate, precum și prin măsurători pe probe în laborator.

Existența unei dependențe între particularitățile seismice ale mediilor geologice (vitezele de propagare $V_P$ și $V_S$ și coeficienții de absorbție $\alpha_P$ și $\alpha_S$) și elementele care țin de natura și starea fizico-mecanică a acestora (litologia, textura, porozitatea, fisurația, gradul de consolidare, de omogenitate și de saturație în lichide etc.) oferă o largă aplicabilitate metodei seismice în domeniul geologiei inginerești și hidrogeologiei. În prezent se poate vorbi chiar de o nouă ramură a metodei seismice, *seismometria inginerească* (Gorianov, 1977), deosebită de cea pentru petrol atît în ce privește preocupările cît și procedeele de investigație. Ea are ca principal obiectiv studiul particularităților structurale ale formațiunilor din partea superioară a secțiunii geologice, precum și compoziția și starea fizico-mecanică a acestora. Pentru rezolvarea dificilelor probleme care se ridică în acest domeniu de activitate se apelează la o metodologie specifică care, în linii mari, implică : utilizarea mai multor tipuri de unde seismice (frontale, continuu refractate, de pătrundere, reflectate, longitudinale, transversale, de schimb), studierea nu numai a caracteristicilor cinematice ale undelor (viteze) dar și a celor dinamice (absorbție, intensitate, frecvență), utilizarea unei game mai largi de frecvențe ale undelor, mergînd pînă la cele ultraacustice ($f > 10$ KHz), utilizarea unor sisteme de observație mai diversificate incluzînd în special profilarea de refracție și măsurători în subteran (găuri de sondă, lucrări miniere). Pentru generarea undelor se folosesc îndeosebi exploziile, șocurile mecanice și sistemele vibratoare. În cazul utilizării frecvențelor sonice și ultrasonice se apelează la surse

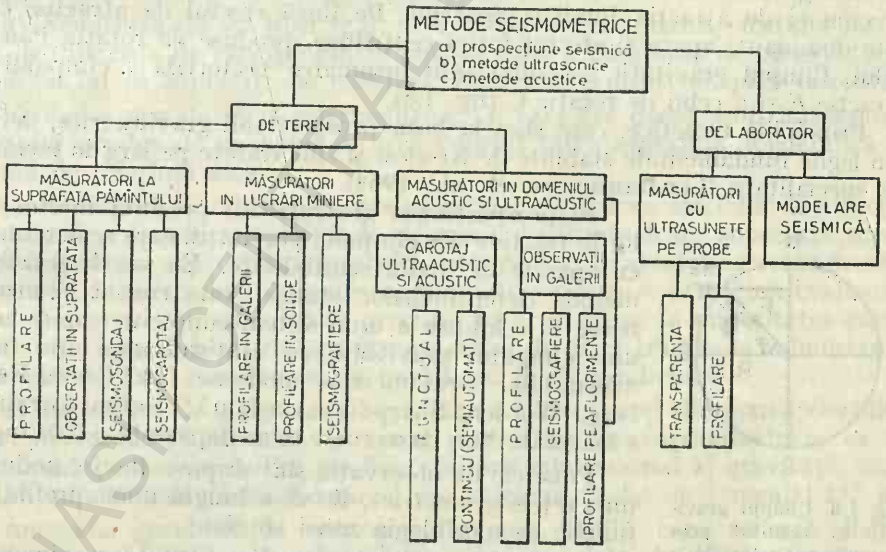



Fig. 1.5. Clasificarea metodelor seismometrice utilizate în seismometria inginerească (după Savici et al., 1969).

bazate pe fenomenele de piezoelectricitate și de magnetostricțiune. Aparaturile de înregistrare, identice principial cu cele folosite curent în prospecțiunea seismică, se deosebesc prin: portabilitate, gamă de frecvențe extinsă în domeniul frecvențelor înalte (300—500 Hz) și precizie mai mare de citire a timpilor ($10^{-4}$ s). Se folosesc pe scară largă aparaturile cu un număr redus de canale, cele cu posibilități de acumulare (tip Bison) și de tip Vibroseis. Pentru lucru în domeniile acustic (0,5—10 kHz) și ultraacustic (>10 kHz) se folosesc aparaturi de construcție specială, în general unicate sau de serie mică, dotate cu receptori piezoelectrici și cu osciloscoape.

O imagine edificatoare privind complexitatea și diversitatea metodelor seismoacustice utilizate în seismometria inginerească poate fi oferită de clasificarea generală a acestor metode întocmită de Savici et al., (1969) (fig. 1.5).

## 1.3. METODE DE CERCETARE GRAVIMETRICĂ, MAGNETOMETRICĂ, GEOTERMICĂ, RADIOMETRICĂ ȘI DE GEOFIZICĂ DE SONDĂ

*Cercetarea gravimetrică* reprezintă ansamblul procedeelor de investigare a distribuției maselor în subsol și se bazează pe studiul anomaliilor cîmpului gravității.

Variațiile cîmpului gravității pe suprafața pămîntului sînt determinate în principal de atracția gravitațională produsă de formațiunile geologice care intră în alcătuirea scoarței. Subordonat, măsurătorile gravimetrice includ și efectele generate de atracția ansamblului maselor ce constituie globul terestru, precum și de atracția Lunii și Soarelui. Pe lîngă efectul de atracție, care este dominant, apare și efectul forței centrifuge, produse de rotația Pămîntului. Cîmpul gravității $g$ rezultă prin însumarea vectorială a cîmpului de atracție $F$ și a celui de rotație $C$ (fig. 1.6).

Principiile teoretice, care stau la baza prospecțiunii gravimetrice, derivă din legile fundamentale stabilite de Newton și sînt tratate pe larg în lucrările de specialitate (Constantinescu et. al., 1964).

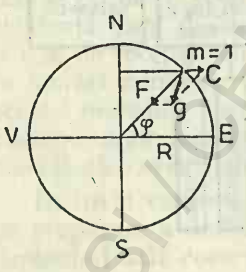



Fig. 1.6. Cîmpul gravității $g$, rezultat prin însumarea vectorială a cîmpului de atracție $F$ și a celui de rotație $C$.

În prospecțiunea gravimetrică prezintă interes valorile relative ale cîmpului gravității, care se determină cu aparate de înaltă sensibilitate. Ele se bazează pe metoda determinărilor statice, care constă în menținerea în echilibru a unui sistem cunoscut, supus acțiunii cîmpului gravității, cu ajutorul unei alte forțe măsurabile. Gravimetrele moderne (La Coste, Romberg, Worden, Sharpe etc.) asigură efectuarea rapidă a măsurătorilor, cu o eroare ce nu depășește $\pm 0{,}01$ mgal.

Punctele de observație sînt dispuse fie în nodurile unei rețele geometrice, fie de-a lungul unor profile, în funcție de morfologia zonei studiate.

Densitatea medie de acoperire cu stații gravimetrice depinde de natura problemei geologice sau tehnice

care urmează a fi rezolvată. Exceptînd situații particulare privind descifrarea unor elemente structurale favorabile acumulării apelor subterane (fracturi, sinclinale etc.), studiul problemelor de geologie inginerească presupune executarea măsurătorilor gravimetrice în rețele de mare detaliu (1 stație/0,000025—0,01 km$^2$).

Caracteristicile principale ale rețelei gravimetrice sînt: echidistanța stațiilor, distanța între profile și dispunerea în suprafață a profilelor.

Măsurătorile gravimetrice se execută pe cicluri de stații. Pentru eliminarea efectului de drift instrumental, determinat de variația în timp a proprietăților elastice ale sistemului gravimetric, este necesar ca fiecare stație să fie măsurată de două ori. Fiecare ciclu este compus din stații de bază, care servesc pentru transmiterea valorilor de gravitate și din stații de serie. Diferențele de gravitate obținute între capetele ciclurilor executate sînt combinate pentru a forma poligoane închise, care asigură controlul calității măsurătorilor.

În cercetarea microgravimetrică, pentru a elimina unele surse de erori, se alege o singură stație de referință, la care se raportează toate măsurătorile efectuate, posibilitate oferită de dimensiunile limitate ale suprafețelor de acoperit. Influența efectului de drift, precum și a celui produs de variațiile lunisolare, devine neglijabilă prin scurtarea ciclurilor de măsurare la 60—75 minute. Aplicarea acestei tehnici de lucru, la care se adaugă măsurători repetate ale stațiilor, de obicei 2—5 măsurători independente, asigură o înaltă precizie rețelei de gravitate observată.

Pentru a aduce datele primare în stare de comparabilitate și a calcula anomalia gravității, este necesar să se elimine efectele parazitare de ordin geomorfologic și geografic din valorile măsurate. În cercetarea gravimetrică se efectuează următoarele reduceri geofizice:

a) Reducerea de aer liber ($g_A$), care urmărește eliminarea efectului introdus de diferența de elevație dintre poziția reală a punctului de observație și proiecția lui pe suprafața de referință, aproximată printr-un plan orizontal.

b) Reducerea de strat intermediar ($g_B$), care are drept scop înlăturarea efectului produs de pachetul de roci cuprins între suprafața topografică și planul de referință ales.

c) Reducerea de relief ($g_T$), care urmărește eliminarea efectelor de atracție produse de excesele sau deficitele de masă, localizate între suprafața topografică și limita superioară a stratului intermediar. Evaluarea corectă a acestei reduceri este determinantă în microgravimetric, pentru a se asigura evaluarea anomaliei gravității cu o înaltă precizie. În acest scop, în majoritatea cazurilor se întocmesc hărți topografice cu curbe de nivel trasate la echidistanțe mai mici de 1 m, care servesc la modelarea fidelă a reliefului.

d) Reducerea de cîmp normal ($\gamma$), care are drept scop eliminarea efectului legat de forma Pămîntului. În cazul cercetărilor microgravimetrice, ea se calculează pe baza valorilor gradientului orizontal normal al gravității, care la latitudinile teritoriului României are valoarea medie de 1 mgal/1 235 m.

Anomalia gravității în reducerea Bouguer ($\Delta g_0''$), care reflectă distribuția neomogenităților de masă din subsol, este dată de relația simplă:

$$\Delta g_0'' = g + g_A + g_B + g_T - \gamma. \qquad (1.13)$$

Dacă sînt analizate sursele de erori introduse de măsurătorile gravimetrice și reducerile geofizice aplicate acestora, se poate aprecia că pot fi luate în considerare anomaliile gravității, cu intensitatea de cel puțin 0,05 mgal.

Anomalia gravității în reducerea Bouguer cuprinde atît efecte regionale, produse de surse perturbante adînci sau extinse, cît și efecte locale generate de neomogenități de masă din cuvertura superficială.

În rezolvarea problemelor de geologie inginerească, noțiunile de „regional" și „local" au o semnificație diferită de cea acceptată în prospecțiunea gravimetrică aplicată în domeniile minier și petrolier.

Sfera termenului de anomalie regională este mult mai largă, incluzînd efecte variate ca ordin de mărime, de la cele legate de structura scoarței și pînă la cele produse de surse situate la adîncimi reduse, de ordinul a maxim 100 m.

Evident, sfera noțiunii de anomalie locală este foarte restrînsă și cuprinde numai efectele generate de masele perturbante dispuse în imediata vecinătate a suprafeței.

Separarea efectelor gravimetrice regionale și locale se realizează prin metode grafice, numerice și analitice. Dacă anomalia Bouguer este determinată cu o înaltă precizie, estimarea derivatelor de ordinele I și II ale gravității poate conduce la o bună conturare a anomaliilor locale. În cazurile cînd masele perturbante sînt localizate la adîncimi comparabile sau la adîncimi relativ diferite, dar la distanțe orizontale reduse, problema separării efectelor gravimetrice devine deosebit de dificilă și apare necesitatea apelării la informații furnizate de alte metode de investigare, care să permită aproximarea unora din parametrii necunoscuți.

În cercetările gravimetrice pentru rezolvarea problemelor de geologie inginerească, interpretarea rezultatelor prezintă de asemenea unele particularități. De cele mai multe ori, valorificarea cantitativă a rezultatelor gravimetrice nu este realizabilă, deoarece efecte comparabile pot fi produse de cauze diferite. Dacă nu este posibilă folosirea simultană a mai multor metode geofizice, calea cea mai sigură de verificare a rezultatelor constă în selectarea anomaliilor gravimetrice semnificative și cercetarea lor cu foraje de mică adîncime, puțin costisitoare.

O problemă majoră constă însă în aprecierea posibilităților gravimetriei la rezolvarea unor probleme de geologie inginerească. Neumann (1967) prezintă o serie de diagrame, care ilustrează competența gravimetriei la localizarea golurilor subterane, asimilate cu corpuri geometrice de diverse forme. Pentru exemplificare, în figura 1.7 se prezintă raporturile dintre efectul gravimetric maxim, diametru și adîncimea pentru o sferă și un semicilindru, admițîndu-se un contrast de densitate de 2,0 g/cm$^3$.

Existența unor informații asupra naturii surselor perturbante de cercetat, a unui set de abace cît mai complet, care să dea relații asupra efectelor gravimetrice cartabile, precum și a unor date referitoare la constituția geologică din imediata vecinătate a suprafeței, constituie factori indispensabili pentru aplicarea cu succes a metodei.

*Cercetarea magnetică* are drept scop măsurarea variațiilor cîmpului geomagnetic la suprafața Pămîntului, în vederea localizării eterogenităților în distribuția proprietăților magnetice ale diverselor formațiuni geologice.

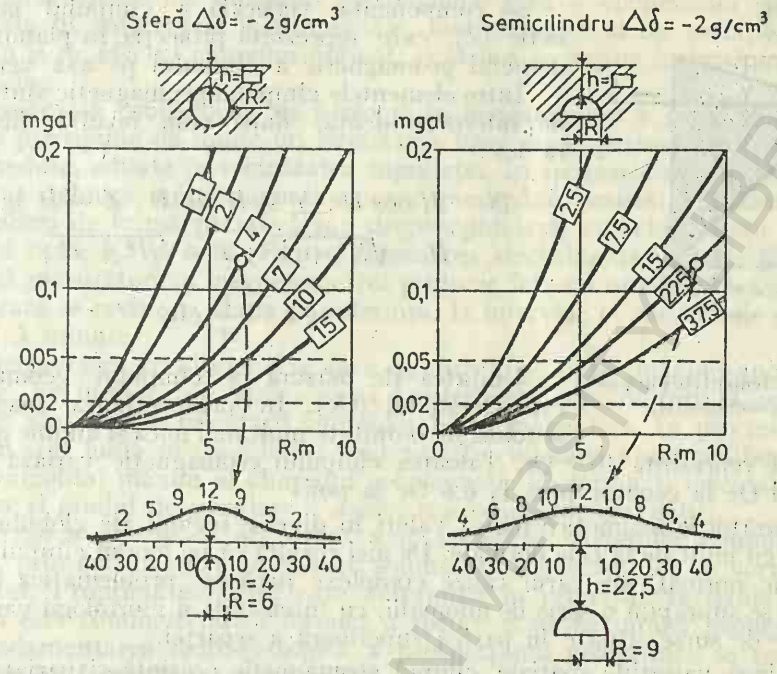



Fig. 1.7. Diagrame indicînd raporturile dintre efectul gravimetric maxim, diametrul și adîncimea unei sfere și respectiv a unui semicilindru orizontal (după Neumann, 1967).

Fundamentarea fizică a metodei magnetice, deși prezintă unele aspecte specifice, legate îndeosebi de natura magnetizării rocilor, are o încadrare matematică aproape identică cu aceea a metodei gravimetrice (Constantinescu et al., 1964).

Într-o primă aproximație, cîmpul geomagnetic poate fi asimilat cu cîmpul unui dipol situat în centrul Pămîntului, orientat după o direcție care formează un unghi de circa 12° cu axa de rotație.

Mărimea și orientarea cîmpului geomagnetic $T$ variază de la un punct la altul pe suprafața Pămîntului. Alegerea unui sistem de axe de coordonate, de tipul celui prezentat în fig. 1.8, permite definirea elementelor cîmpului geomagnetic după cum urmează :

— declinația cîmpului geomagnetic ($D$), care reprezintă unghiul măsurat în plan orizontal dintre planurile meridianelor geografic și geomagnetic ;

— înclinația cîmpului geomagnetic ($I$), care reprezintă unghiul măsurat în planul meridianului geomagnetic dintre direcția cîmpului și proiecția acestuia pe planul orizontal ;

— componenta orizontală a cîmpului geomagnetic ($H$), care reprezintă proiecția, în planul meridianului geomagnetic, a cîmpului pe planul orizontal. Ea poate fi descompusă în două componente orizontale $X$ și $Y$, după direcțiile nord- și est ;

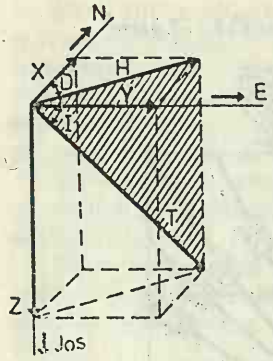



Fig. 1.8. Elementele cîmpului geomagnetic.

— componenta verticală a cîmpului geomagnetic ($Z$), care reprezintă proiecția în planul meridianului geomagnetic a cîmpului pe axa verticală.

Între elementele cîmpului geomagnetic sînt relații de interdependență, după cum rezultă din figura 1.8 :

$$X = H \cos D\,;\; Y = H \sin D\,;\; Z = H \operatorname{tg} I$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}\,;\; T = \sqrt{H^2 + Z^2}\,;$$

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H} \text{ etc.} \qquad (1.14)$$

Unitatea de măsură a cîmpului geomagnetic este Oerstedul (Oe). În prospecțiunea magnetică se folosește o unitate mult mai mică și anume gamma ($\gamma$), care reprezintă $10^{-5}$ Oe. Valoarea cîmpului geomagnetic variază de la 0,3—0,4 Oe la ecuator pînă la 0,6 Oe la poli.

Măsurătorile magnetice indică valori în diverse regiuni ale globului, care se abat cu mult de la cele normale. De aici rezultă că pe fondul cîmpului geomagnetic normal, ale cărui cauze complexe depășesc problematica acestei lucrări, se suprapun o serie de anomalii, cu intensități și morfologii variabile, produse de surse situate în partea superioară a scoarței.

Pe lîngă variațiile spațiale, cîmpul geomagnetic prezintă și variații temporale cu periodicități diferite (seculară, anuală, diurnă), tratate pe larg în lucrări de specialitate (Botezatu, 1964 ; Constantinescu et. al., 1964).

Măsurarea elementelor cîmpului geomagnetic poate fi efectuată absolut sau relativ, în funcție de obiectivul urmărit și de aparatura utilizată. Pînă de curînd, în prospecțiunea magnetică se utilizau variometre de diverse tipuri, care permiteau măsurarea relativă a componentelor verticală $Z$ și orizontală $H$ ale cîmpului geomagnetic.

Extinderea sferei de aplicabilitate a cercetării magnetice s-a realizat odată cu introducerea unor noi aparate, construite pe principii diferite de cele clasice, dintre care se detașează magnetometrul cu precesie protonică. Acest aparat, care utilizează proporționalitatea dintre cîmpul geomagnetic $T$ și frecvența de precesie a protonilor, asigură executarea măsurătorilor în limitele unei erori de $\pm 1\gamma$, dînd astfel posibilitatea decelării anomaliilor cu intensități mici.

Ca și în metoda gravimetrică, densitatea medie de acoperire cu stații magnetice depinde de obiectivele geologice sau tehnice urmărite. De cele mai multe ori, în rezolvarea problemelor de geologie inginerească, măsurătorile magnetice se execută în rețele de mare detaliu sau chiar în rețele micromagnetice, de formă geometrică.

Măsurătorile magnetice se execută pe cicluri de stații, cu punct de plecare și de sosire într-o stație de bază, aleasă ca punct de referință al lucrării.

Valorile brute ale cîmpului geomagnetic (sau a elementelor sale) sînt corectate de influențele instrumentale, meteorologice și de variație diurnă, precum și de efectul cîmpului normal, pentru a se obține în final anomaliile magnetice.

Rezolvarea problemelor de geologie inginerească sau a celor cu caracter tehnic presupune de multe ori depistarea unor mase perturbante cu dimensiuni reduse, situate în vecinătatea suprafeței. În asemenea cazuri, se impune folosirea tehnicii micromagnetice, care presupune realizarea măsurătorilor în panouri de formă pătratică sau dreptunghiulară, cu echidistanța stațiilor variind între 0,5 și 5 m. Pentru eliminarea efectului de variație diurnă se execută măsurători cu magnetometrul protonic într-un număr redus de stații, după care se revine la stația de referință, la intervale ce nu trebuie să depășească 3 minute.

Interpretarea rezultatelor se face fie direct, pe baza imaginii anomaliilor cartate, fie indirect pe baza rozetei Lauterbach, care reprezintă rezultatul analizei statistice a orientării izoliniilor hărții magnetice. În procesul interpretării sînt luate în considerare: intensitatea maximă a anomaliilor, gradientul orizontal maxim al cîmpului geomagnetic $T$, forma și orientarea anomaliilor și gradul de orientare a axelor microdipolilor magnetici.

*Cercetarea geotermică* are drept scop stabilirea variațiilor cîmpului geotermic, prin măsurarea temperaturii solului sau a gradienților ei, vertical sau orizontal. Proprietatea fizică care determină în principal variațiile acestor mărimi este conductivitatea termică a rocilor și formațiunilor geologice.

Fundamentarea fizico-geologică a prospecțiunii geotermice se realizează prin studiul factorilor care determină valoarea temperaturii în sol și anume: transferul de căldură de la sursele din interiorul globului, radiația solară, transferul de căldură la suprafața solului, diversele procese de absorbție și emisiune etc.

Măsurătorile de temperatură se execută cu diverse tipuri de geotermometre. În cercetarea geotermică, o largă utilizare au termometrele cu termistori. În acest caz, fiecare termistor trebuie să fie calibrat pentru gama de temperaturi în care se va lucra. Calibrarea se efectuează prin măsurarea rezistenței electrice a fiecărui termistor într-o baie termostatizată, la temperaturi cuprinse între $-30°C$ și $+30°C$. Dacă baia termostatică are fluctuații mai mici de $\pm 0{,}002°C$, interpolarea la intervale de $15°C$ asigură măsurarea temperaturilor cu o eroare de $\pm 0{,}01°C$.

Termistorii se montează în cablul cu care sînt introduși în găurile de sondă. Pentru măsurarea rezistenței electrice, care este funcție de temperatura absolută a mediului, termistorii sînt introduși într-o schemă în punte, în curent continuu sau alternativ, cu amplificare.

Cercetările geotermice se execută în mai multe variante.

În cazul în care se urmărește localizarea surselor perturbante situate în apropierea suprafeței, măsurătorile se efectuează în găuri de sondă de mică adîncime (circa 2 m), pentru înlăturarea efectului variațiilor diurne ale temperaturii produse de radiația solară. Dispozitivul de măsurare este constituit dintr-o rețea de profile dispuse la distanțe de 20—50 m, de-a lungul cărora punctele de observație sînt situate de regulă la echidistanțe variind între 5 și 20 m.

Prelucrarea datelor primare presupune aplicarea unor reduceri pentru eliminarea influențelor parazitare a variației climaterice sezoniere și a vegetației, iar în etapa finală, executarea unei operații de filtrare pentru separarea efectelor regionale și locale. Estimarea reducerii pentru schimbările climaterice sezoniere presupune urmărirea variației temperaturii într-o stație de referință, pe toată durata lucrărilor de teren. În final, măsurătorile efectuate zilnic sînt raportate la valoarea stației de referință, stabilită pentru o anumită dată calendaristică. În majoritatea cazurilor nu se efectuează reduceri de relief, a căror evaluare este dificilă și, în etapa actuală, incertă. În schimb este necesar să se țină seama de efectul vegetației, deoarece s-a observat că valorile măsurate în zonele împădurite sînt mai mici decît în zonele de cîmp deschis.

Reprezentarea cartografică a rezultatelor se face fie prin întocmirea profilelor de variație a temperaturii, fie prin elaborarea hărților cu geoizoterme. Deoarece erorile provenite din executarea măsurătorilor și reducerilor aplicate acestora nu depășesc 0,4°C, izoliniile se trasează de obicei la echidistanța de 1°C. În prospecțiunea geotermică se folosesc valorile relative ale temperaturii, deși măsurătorile efectuate conduc la determinarea valorilor absolute. În general, se adoptă valoarea medie anuală a temperaturii din zona studiată ca geoizotermă de referință.

Separarea anomaliilor geotermice regionale și locale se realizează prin procedee similare celor folosite în prospecțiunile gravimetrică și magnetică.

În zonele fără manifestări de suprafață, prospecțiunea constă în determinări de gradient geotermic în regim stabilizat. Determinarea gradientului geotermic în foraje scurte (50 m) permite obținerea unor imagini concludente a variațiilor cîmpului geotermic, în care se reflectă atît componenta conductivă, cît și componenta convectivă datorată circulației fluidelor de diverse entalpii.

Obținerea unor valori semnificative și comparabile ale gradienților geotermici pe o anumită suprafață presupune :

— alegerea intervalului de măsurare pe pachete formate din același tip de rocă, de preferință impermeabilă ;

— eliminarea efectului perturbant produs de operația de foraj, prin stabilirea timpului de revenire a regimului termic normal, apreciat la 1—2 zile ;

— situarea intervalului de măsurare la adîncimi convenabile, de ordinul 15—20 m, pentru înlăturarea efectelor radiației solare și a schimbărilor climatice.

Rezultatele obținute se prezintă sub formă de hărți de variație a gradienților sau hărți de distribuție a temperaturilor la diverse adîncimi.

*Cercetarea radiometrică* este utilizată în geofizica inginerească pentru obținerea unor informații referitoare la doi parametri importanți ce caracterizează formațiunile geologice și anume, densitatea și umiditatea. De asemenea, izotopii radioactivi sînt folosiți, în calitate de trasori, pentru rezolvarea diferitelor probleme privind curgerea apelor subterane, infiltrațiile, caracterizarea formațiunilor carbonatice carstificate etc.

Studiul formațiunilor geologice cu ajutorul metodelor radioactive se bazează pe fenomenele care au loc în urma interacțunii radiațiilor cu atomii

substanței străbătute. Prin aceste procese de interacțiune, particula incidentă poate fi scoasă din fascicul sau poate ceda o parte din energia sa. Scoaterea din fascicul are loc prin devierea particulei de la traiectoria inițială. În această situație asistăm la împărțirea radiației incidente. La energii suficient de mici poate avea loc absorbția particulei radioactive incidente, aceasta pierzîndu-și complet energia sa. Ca urmare a acestui fenomen, precum și a efectului de împrăștiere, fasciculul de particule se atenuează progresiv, o dată cu pătrunderea în rocă.

*Analiza gama-gama ($\gamma$-$\gamma$) pentru determinarea densității rocilor.* Radiațiile $\gamma$ cuprind fotonii emiși în procesele de dezintegrare naturală. În condițiile unei dezintegrări $\alpha$ sau $\beta$, însoțită de apariția unui izomer (tranziție izomeră), energia în exces a acestuia va fi emisă sub forma unei cuante de radiație electromagnetică. Dintre interacțiunile posibile ale radiației $\gamma$ cu substanța se menționează: efectul Compton, efectul fotoelectric și efectul formării de perechi. Interacția cu substanța a radiațiilor $\gamma$, cu energii cuprinse între 0,3 și 2,0 MeV, dă naștere, în special, efectului Compton. Numărul de electroni $n_e$ în unitatea de volum pentru un material oarecare se obține cu ajutorul relației:

$$n_e = \frac{Z}{A_r} \cdot N_A \cdot \delta \tag{1.15}$$

unde $Z$ reprezintă numărul atomic, $A_r$ masa atomică, $N_A$ numărul lui Avogadro, iar $\delta$ densitatea materialului.

Deoarece în cazul elementelor ușoare, cu număr atomic cuprins în intervalul 10—30, densitatea de electroni poate fi considerată aproximativ constantă (raportul $Z/A_r \approx 1/2$), secțiunea eficace și deci probabilitatea de desfășurare a fenomenului depinde de densitatea $\delta$ a materialului.

Atenuarea unui fascicul de radiații $\gamma$ are loc după legea:

$$I_{\gamma,x} = I_{\gamma,0} \cdot e^{-\mu x} \tag{1.16}$$

în care $I_{\gamma,x}$ și $I_{\gamma,0}$ sînt intensitățile radiațiilor la distanța $x$ de sursă și respectiv în apropierea acesteia, iar $\mu$ este coeficientul de atenuare. Dacă se introduce coeficientul de atenuare masic $\mu_m = \mu/\delta$, relația (1.16) devine:

$$I_{\gamma,x} = I_{\gamma,0} \cdot e^{-\mu_m \delta x} \tag{1.17}$$

sau

$$\ln I_{\gamma,x} = \ln I_{\gamma,0} - \mu_m \delta x \tag{1.18}$$

Din această relație rezultă că în cazul în care $I_{\gamma,0}$, $\mu_m$ și $x$ sînt constante, $I_{\gamma,\gamma}$ depinde numai de densitate.

$I_{\gamma,x}$ și $x$ sînt practic constante pentru o sursă dată, cu condiția păstrării unei distanțe invariabile între aceasta și traductor. Pe cale experimentală s-a constatat că valoarea coeficientului de atenuare masic pentru rocile obișnuite poate fi considerată de asemenea constantă. Prin urmare, rezultă o legătură directă între intensitatea radiației $\gamma$ dispersate și densitatea formațiunilor geologice.

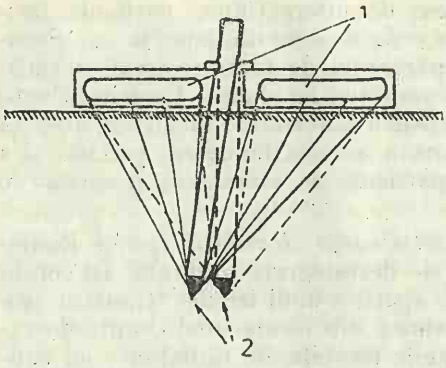



Fig. 1.9. Determinarea densității rocilor în teren prin procedeul atenuării radiației gama. Dispunerea simetrică a celor două detectoare (*1*) la suprafața solului, atenuează erorile de poziționare a sursei (*2*).

Determinarea densității se efectuează prin procedeul atenuării radiației $\gamma$ sau prin procedeul bazat pe studiul împrăștierii acestora.

*În procedeul atenuării radiației* $\gamma$, măsurătorile se execută cu sursa și receptorul plasate pe fețele opuse ale eșantionului studiat. Fasciculul de radiații $\gamma$ emis de o sursă $Co^{60}$ este colimat cu ajutorul unei fante tăiate în plumb. Sursa și detectorul pot glisa pe un ax, putîndu-se astfel modifica distanța sursă-detector în vederea măsurării unor probe de dimensiuni variabile.

Pentru măsurători de teren s-a realizat un dispozitiv, care constă dintr-o sursă (*2*) ce poate fi introdusă în pămînt și două detectoare (*1*) dispuse simetric, plasate la suprafața solului. Prin această așezare se mărește raza de investigare și se atenuează erorile datorate deviațiilor care se produc la plasarea sursei în pămînt (fig. 1.9).

În *procedeul bazat pe studiul împrăștierii radiației* $\gamma$ se trimite în rocă o radiație $\gamma$ dură, de obicei $Co^{60}$ sau $Cs^{137}$ și se detectează radiația retroîmprăștiată spre suprafață. Fenomenul principal este difuzia Compton care, între anumite limite, depinde de densitatea rocii sau a materialului investigat.

Distanța dintre sursă și detector se stabilește experimental și rămîne constantă. Analiza curbelor de calibrare arată că sensibilitatea metodei crește cu cea a energiei radiațiilor primare și cu distanța sursă-detector. Cu toate acestea, o creștere peste o anumită limită a distanței nu este recomandabilă, deoarece presupune o mărire a sensibilității detectorului, care determină o amplificare a efectelor de interferență.

Sub raport constructiv există mai multe tipuri de aparate pentru executarea măsurătorilor la suprafață sau în foraje. Densimetrul de suprafață este prezentat schematic în figura 1.10. Pentru cercetarea în foraje este utilizat densimetrul de adîncime, a cărui schemă de principiu este redată în figura 1.11.

O atenție deosebită trebuie acordată calibrării densimetrelor $\gamma$-$\gamma$. Această operațiune are loc de regulă în laborator, prin executarea unor măsurători pe etaloane alcătuite din materiale similare cu cele întîlnite în activitatea de teren. Curbele de calibrare sînt verificate prin comparația directă a rezultatelor determinărilor radiometrice cu cele obținute prin metodele clasice de evaluare a densității pe probe prelevate de la suprafață sau din foraje.

*Analiza neutron-neutron pentru determinarea umidității rocilor.* În urma bombardării rocilor cu neutroni apar procese de interacțiune ale acestora

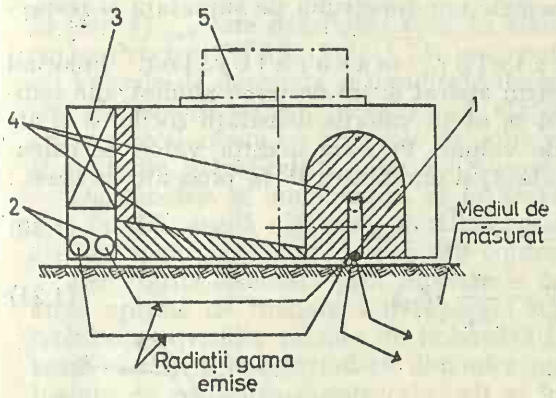



Fig. 1.10. Schema de principiu a densimetrului de suprafață:
*1* — sursă de radiații; *2* — detectoare; *3* — dispozitiv de înregistrare; *4* — ecrane de Pb; *5* — miner pentru acționarea sursei.

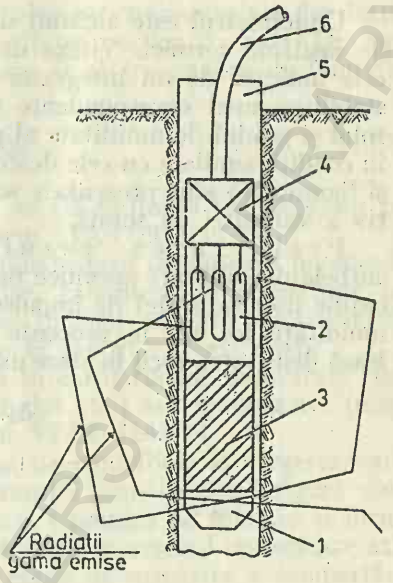



Fig. 1.11. Schema de principiu a densimetrului de adîncime:
*1* — sursă de radiații; *2* — detectoare; *3* — ecrane de Pb; *4* — dispozitiv de înregistrare; *5* — tubajul forajului; *6* — cablu coaxial.

cu nucleele atomilor, avînd drept rezultat atenuarea fascicolului de neutroni după o lege exponențială, de forma

$$I = I_0 \cdot e^{-\sigma N x} \qquad (1.19)$$

unde $I_0$ este intensitatea inițială a fasciculului, $I$ — intensitatea fasciculului la distanța $x$ de sursă, $N$ numărul de nuclee în unitatea de volum și $\sigma$ coeficientul ce caracterizează secțiunea eficace totală.

La ciocnirea unui flux de neutroni cu nucleele substanței pot avea loc procese de împrăștiere neelastică, împrăștiere elastică și captură nucleară. Prin ciocnire, vitezele neutronilor incidenți scad. În urma unor interacțiuni multiple, neutronii rapizi se termalizează, energiile lor fiind egale în final cu cele ale atomilor din gaze. După fiecare ciocnire, neutronii își schimbă direcția și se termalizează, astfel încît ei se vor mișca conform legilor difuziei. Se poate demonstra că energia pierdută în cadrul unei ciocniri elastice este mai mare atunci cînd neutronul vine în contact cu un atom care are o masă atomică apropiată de a sa. Astfel, la o singură ciocnire neutron-proton, energia cinetică a neutronului se reduce în medie la jumătate.

Metoda de determinare a conținutului rocilor în hidrogen și implicit în apă se bazează prin urmare pe diferența apreciabilă care există între masa atomului de hidrogen și cea a celorlalte elemente, reflectată în gradul de încetinire a vitezei neutronilor.

Umidimetrul este alcătuit dintr-o sursă de neutroni rapizi și un detector de neutroni termici. Viteza de numărare $R$ (puls/minut) dată de detector este indicată de un integrator de impulsuri. O curbă de calibrare permite stabilirea unei corespondențe univoce între viteza de numărare a aparatului și gradul de umiditate al probei. Operațiunea de calibrare se efectuează în condiții similare cu cele descrise la aplicarea procedeului $\gamma$-$\gamma$. În figura 1.12 și figura 1.13 sînt prezentate schemele umidimetrului de suprafață și respectiv a variantei de sondă.

Prelucrarea rezultatelor măsurătorilor. Folosind curbele de calibrare specifice fiecărui aparat și tip de teren studiat, din indicațiile integratorului de impulsuri se obțin valorile densității rocilor $\delta$ și ale umidității lor $W_v$ în procente de volum. Pe baza acestor valori se calculează densitatea rocii în stare uscată $\delta_d$ și umiditatea $W$ în procente de masă :

$$\delta_d = \delta - \frac{W_v}{100} \cdot \delta_{\text{apă}} \qquad (1.20)$$

$$W = \frac{W_v}{\delta_d} \cdot \delta_{\text{apă}} \qquad (1.21)$$

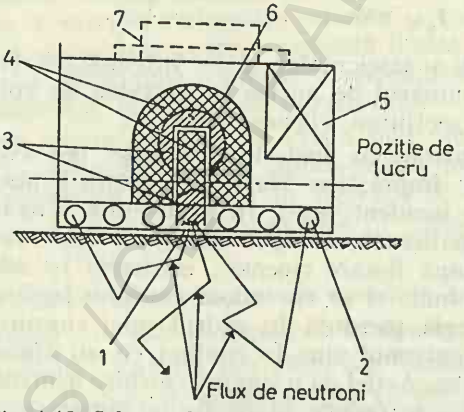



Fig. 1.12. Schema de principiu a umidimetrului de suprafață :
*1* — sursă de neutroni rapizi de Ra—Be ; *2* — detectoare de neutroni termici ; *3* — ecrane de Pb ; *4* — ecrane de parafină ; *5* — dispozitiv de înregistrare ; *6* — container pentru sursa de neutroni ; *7* — miner pentru transport și acționare.

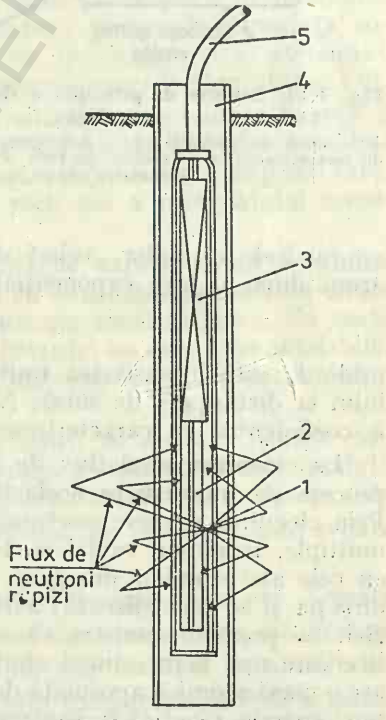



Fig. 1.13. Schema de principiu a umidimetrului de adîncime :
*1* — sursă de neutroni rapizi de Ra—Be ; *2* — detectoare de neutroni termici ; *3* — dispozitiv de înregistrare ; *4* — tubul forajului ; *5* — cablu coaxial.

Folosind o abacă $P = f(\delta, W)$, pe baza valorilor cunoscute ale densității și umidității, se poate deduce indirect porozitatea rocilor studiate. De asemenea se poate stabili gradul de compactare $D$ al terenurilor de fundație conform relației

$$D = \frac{\delta_d}{\delta_{d\ max}} \cdot 100 \qquad (1.22)$$

în care $\delta_{d\ max}$ este densitatea rocii în stare uscată obținută în laborator pe curba Proctor (STAS 1913/13.73) sau conform STAS 1913/14.73.

Valorile de densitate și umiditate determinate prin măsurători punctuale sînt de obicei supuse prelucrărilor statistice, calculîndu-se repartițiile pe grupe de valori sau pe intervale de adîncime. În final se obțin valorile medii și abaterile pătratice ale valorilor măsurate în raport cu cele medii.

Densimetria și umidimetria se utilizează în cazul rocilor nesaturate coezive (argilă, argilă nisipoasă, praf nisipos argilos etc.) sau semicoezive (nisip argilos, nisip prăfos etc.), definite conform STAS 1243/74.

Cercetările efectuate prin procedeele descrise contribuie la alegerea variantei optime de fundare sub raportul siguranței construcției, asigură controlul operațiunilor tehnice de îmbunătățire a terenului de fundare și furnizează elemente în legătură cu dinamica umidității în terenul de fundare atît înainte de realizarea construcției, cît și în etapa de urmărire a comportării ei în timp.

*Măsurători radiometrice cu trasori.* În unele probleme de hidrogeologie, izotopii radioactivi pot fi utilizați pentru marcarea apelor subterane. Cercetările cu trasori radioactivi urmăresc fie stabilirea direcției și vitezei de curgere a apelor subterane, fie evaluarea gradului de impermeabilizare a unor formațiuni naturale sau a unor ecrane create artificial.

Pentru marcarea apelor subterane se folosesc compuși solubili ai unor izotopi radioactivi. Cantitatea de substanță radioactivă utilizată este determinată, pe de o parte de pericolul pe care aceasta îl poate prezenta, iar pe de altă parte de gradul de diluție estimat a se obține în punctele de observație unde trasorul urmează a fi identificat. Timpul de înjumătățire a izotopului ales trebuie să fie suficient de lung pentru a putea detecta trasorul cu întîrzierea necesară deplasării apei marcate pînă la punctele de observație și totodată suficient de scurt pentru a nu prezenta un pericol de durată.

Măsurătorile pentru identificarea trasorului se execută de obicei pe probe de apă, recoltate la intervale regulate de timp. Reprezentarea rezultatelor se face sub formă de grafice, care cuprind dependența dintre apa marcată și timp, în diverse puncte de observație. O altă variantă constă în materializarea pe planurile de situație a punctelor în care a fost identificată prezența apei marcate la anumite intervale de timp.

*Metode de geofizică de sondă.* În scopul determinării naturii litologice a formațiunilor geologice precum și a unor parametrii ce caracterizează proprietățile acestora, în majoritatea cercetărilor geologice cu caracter inginerese se execută lucrări de foraj. Dificultățile operațiunilor de carotaj mecanic, costurile lor relativ ridicate au determinat aplicarea pentru studiul profilului geologic a metodelor geofizice, bazate pe măsurarea de-a lungul găurii de foraj a unor parametri fizici ai rocilor: rezistivitatea electrică, radioac-

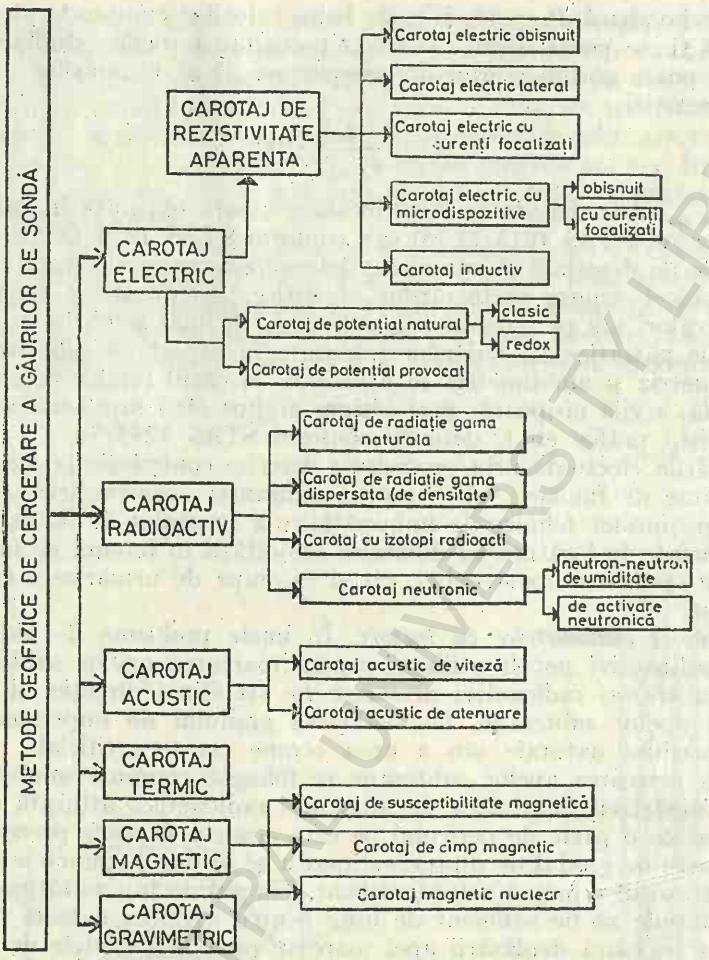



Fig. 1.14. Clasificarea metodelor geofizice de cercetare a găurilor de sondă.

tivitatea, activitatea electrochimică, viteza de propagare a undelor elastice susceptibilitatea magnetică etc. Prin utilizarea acestor procedee se determină natura rocilor traversate de gaura de sondă fără extragerea de carote mecanice sau cu reducerea lor la minimum.

Clasificarea principalelor metode de carotaj geofizic este prezentată în figura 1.14 (Neguț, 1972). Întrucît metodele geofizice de sondă fac obiectul unui număr de lucrări apărute în țară (Botezatu, 1964 ; Neguț, Georgescu, 1967 ; Gheorghiu, 1969 ; Neguț, 1972) în lucarea de față prezentăm succint problemele rezolvabile prin metodele geofizice ca și modul de determinare, tipurile de lucrări necesare în acest scop (tabelul 1.6, adaptat după Scott, 1967).

*Tabelul 1.6*

| Probleme rezolvabile prin metodele geofizice de sondă | Mod de determinare; Tipuri de lucrări de geofizică de sondă |
|---|---|
| Litologia acviferului și a formațiunilor asociate. Corelarea stratigrafică a rocilor acvifere și asociate. | Carotaj electric, acustic sau cavernometrie în găuri netubate. Carotaj radioactiv în găuri tubate sau netubate |
| Porozitatea totală și densitatea volumetrică. | Carotaj acustic sau gama-gama în găuri netubate. Carotaj neutronic în găuri tubate sau netubate. |
| Porozitatea efectivă și permeabilitatea | Carotaj magnetic nuclear |
| Conținutul în argilă | Carotaj gama natural, carotajul potențialelor naturale |
| Dimensiunea elementelor constitutive ale matricii minerale | Parametru în relație cu factorul de formație obținut din carotajul electric. De asemenea, în relație cu conținutul în argilă obținut din carotajul radiației gama naturale |
| Direcția, viteza și căile de curgere a apelor subterane | Procedee de măsură într-un singur foraj: diluție punctuală, variație de temperatură. Procedee de determinare în foraje multiple măsurători cu trasori |
| Distribuția, diluția și mișcarea apelor reziduale, injectate în subteran | Măsurători de rezistivitate a fluidului din foraj, de temperatură, carotaj gama pentru soluții reziduale radioactive, măsurători pe probe, carotaj redox |
| Domenii de alimentare și caracteristici de mișcare a apelor în foraj | Profil de injectivitate, măsurători de debite sau măsurători cu trasori în timpul injecției sub presiune a apei în foraj. Măsurători diferențiale de temperatură, carotaj neutronic sau gama-gama |
| Caracteristicile chimice și fizice ale apelor subterane; salinitate, temperatură, densitate și viscozitate | Carotaj de rezistivitate, măsurători de temperatură, carotaj neutronic de activare a clorului sau sodiului din spatele coloanei |
| Parametrii elastici ai rocilor. | Carotaj gama-gama de densitate și carotaj acustic |

## 1.4. METODE DE DETERMINARE A PARAMETRILOR FIZICI ÎN LABORATOR

Determinarea proprietăților fizice ale rocilor constituie unul din obiectivele principale ale cercetărilor ce se efectuează atît în faza de proiectare a amplasării diferitelor tipuri de construcții cît și în timpul executării acestora. Din analiza principalilor parametri fizici ce caracterizează o rocă se pot trage concluzii importante privind modul de comportare a acesteia la soli-



BCU SI CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

citările ce apar în timpul și după realizarea diverselor obiective cu caracter industrial sau civil. Determinarea parametrilor fizici este făcută însă de multe ori și în scop geofizic. În aceste cazuri se urmărește fie obținerea unor date privind posibilitatea aplicării metodelor geofizice de cercetare, fie obținerea unor informații cantitative absolut necesare interpretării în termeni fizici sau geologici a rezultatelor obținute prin aplicarea metodelor geofizice. În toate aceste situații, determinarea proprietăților fizice se face de regulă în laborator, prin măsurători pe probe prelevate din principalele formațiuni geologice din zona studiată. De observat însă că rezultatul măsurătorilor este în multe cazuri diferit față de valoarea reală a parametrului respectiv în mediul natural, diferența fiind atribuită modificărilor introduse în starea fizică a probei ca urmare a însăși operațiilor de prelevare, transport la laborator și măsurare.

*Proprietăți electrice.* Dintre parametri electrici ce caracterizează rocile, cel mai important pentru metodele geofizicii inginerești este rezistivitatea electrică. Definită ca rezistența electrică a unității de volum a rocii, rezistivitatea unei probe poate fi obținută în principiu conform relației

$$\rho = R \frac{S}{l} \tag{1.23}$$

unde $R$ este rezistența electrică a probei considerată a avea o formă prismatică alungită, $S$ secțiunea probei iar $l$ lungimea sa.

Astfel, o evaluare a rezistivității unui eșantion va consta în principiu dintr-o măsurătoare electrică — rezistența electrică a eșantionului — și din măsurarea unor dimensiuni. Determinarea rezistivității se face utilizînd de regulă curent continuu sau alternativ de joasă frecvență.

Pentru a evita ca rezistența electrică de contact dintre electrozi și eșantion să intervină în valoarea măsurată, cea mai utilizată schemă de măsură conține patru electrozi — schema cuadripol.

*Schema cuadripol* se bazează pe constatarea că la trecerea curentului $I$ prin probă, căderea de potențial $\Delta V$ dintre doi electrozi așezați în porțiunea centrală a eșantionului (unde se presupune existența unui cîmp electric uniform) este proporțională cu rezistivitatea electrică (fig. 1.15) :

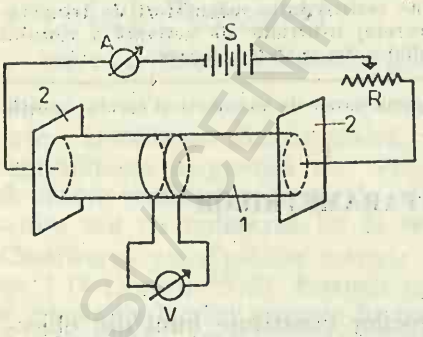



Fig. 1.15. Schema cuadripol utilizată pentru determinarea rezistivității electrice a probelor de rocă :
*1* — probă ; *2* — plăci metalice ; $R$ — reostat ; $S$ — sursă de curent continuu.

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} . \tag{1.24}$$

unde $K$ este un coeficient ce depinde de forma și dimensiunile probei precum și de distanța dintre electrozi. Presupunînd existența cîmpului uniform, $K$ poate fi evaluat teoretic :

$$K = \frac{S}{l} \tag{1.25}$$

unde $S$ este secțiunea probei iar $l$ este distanța dintre electrozii de măsură. În

ceea ce privește modul de realizare a contactelor electrozilor, pentru circuitul de curent se aplică două plăci de cupru pe suprafața plană, șlefuită și în prealabil umezită a probei. Electrozii de măsură se obțin prin aplicarea pe suprafața probei a două benzi conductoare metalice paralele, echidistanța $l$ dintre acestea fiind măsurată cu mare precizie.

Acest sistem de măsură poate fi aplicat atunci cînd dispunem de probe consolidate de formă paralelipipedică sau cilindrică. Aceeași schemă de principiu poate fi folosită și la determinarea rezistivității lichidelor. În acest caz, electrozii sînt încorporați în pereții unui vas de formă cilindrică (rezistivimetru). Lichidul analizat este turnat în vas, operația de măsurare efectuîndu-se în același mod ca și la probele solide. Constanta de proporționalitate $K$ a rezistivimetrului poate fi obținută prin etalonarea acestuia. Pentru aceasta se introduce în vas un lichid de rezistivitate cunoscută, se măsoară curentul $I$ injectat precum și diferența de potențial rezultată între electrozii de măsură $\Delta V$. Se obține :

$$K = \rho_{etalon} \frac{I}{\Delta V}. \qquad (1.26)$$

La măsurarea rezistivității lichidelor intervine o oarecare complicație din cauza fenomenului de polarizare a electrozilor care are ca efect modificarea diferenței de potențial $\Delta V$ și deci determinarea eronată a rezistivității probei. În principiu, eliminarea fenomenului de polarizare a prizelor poate fi făcută fie prin folosirea unor electrozi impolarizabili de construcție specială, fie prin folosirea unui curent alternativ sau pulsatoriu.

În cazul folosirii curentului pulsatoriu, se intercalează în schema de măsură un pulsator. Acesta este un mic tambur avînd un sistem de contacte și perii, cîte o pereche pentru fiecare din cele două circuite (de curent și de măsură), pus în mișcare de rotație de un motor electric. În timpul funcționării pulsatorului se inversează simultan sensul de trecere a curentului prin rezistivimetru cît și sensul de măsurare a diferenței de potențial rezultate $\Delta V$. Frecvența de inversare este variabilă, fiind funcție de turația motorului. Prin această dublă inversare, a curentului și a diferenței de potențial, se elimină în bună măsură efectul polarizării prizelor pe de o parte, iar pe de altă parte se menține constantă polaritatea diferenței de potențial $\Delta V$ la instrumentul de măsură, folosindu-se deci în continuare instrumente de curent continuu (fig. 1.16).

În ceea ce privește determinarea rezistivității fluidelor în curent alternativ, nu există dificultăți, fiind însă necesare atît o sursă cît și instrumente de măsură în curent alternativ.

*Dispozitivul bipolar* este folosit în cazul în care eșantioanele sînt de dimensiuni mici, ceea ce nu permite realizarea condițiilor teoretice pentru utilizarea schemei cuadripolare.

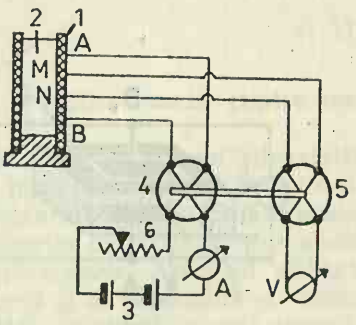



Fig. 1.16. Schema de măsură a rezistivității fluidelor folosind curent pulsat :
*1* — vas cilindric (rezistivimetru) ; *2* — fluid ; *3* — sursă de curent continuu ; *4*, *5* — pulsator : *6* — reostat.

Una dintre variantele cele mai răspîndite este schema inelului de gardă. Pe două fețe plan-paralele ale eșantionului se lipesc sub forma unor foițe metalice electrozii $A$ și $B$. Electrodul $A$ este înconjurat de un inel realizat de asemenea dintr-o bandă de foiță metalică lipită pe eșantion. Ambii electrozi, precum și inelul de gardă sînt conectați la o baterie care debitează un curent prin probă (fig. 1.17). Scopul inelului este acela de a focaliza curentul ce străbate proba, astfel încît liniile de curent ce se închid între electrozii $A$ și $B$ să fie paralele între ele și orientate perpendicular pe fețele plan-paralele ale eșantionului. Prin aceasta, între electrozii $A$ și $B$ se creează un cîmp electric uniform, ceea ce permite determinarea rezistivității eșantionului după relația

$$\rho = \frac{S}{h} \cdot \frac{\Delta V}{I} \qquad (1.27)$$

unde $S$ este suprafața electrodului $A$ ; $h$ — distanța dintre fețele paralele ; $\Delta V$ — diferența de potențial măsurată între electrozi ; $I$ este curentul injectat prin probă între fețele plan paralele.

Dispozitivul bipolar, sub forma unei scheme cu contacte electrolitice, este folosit de asemenea pentru determinarea rezistivității rocilor poroase și permeabile, care, de regulă, sînt friabile. Aceste roci conțin în pori electroliți mai mult sau mai puțin mineralizați ceea ce conferă acestui tip de rocă o rezistivitate redusă. Există părerea unanimă că matricea solidă a acestor roci este practic izolantă din punct de vedere electric, conductivitatea rocii fiind dată de natura electrolitului din pori și desigur de gradul de porozitate al rocii precum și de dispoziția porilor.

Schema instalației pentru determinarea rezistivității este prezentată în figura 1.18. Proba, a cărei suprafață laterală a fost în prealabil parafinată în scopul păstrării umidității naturale ca și pentru eliminarea influenței conductibilității superficiale, este fixată cu ajutorul unor manșoane de cau-

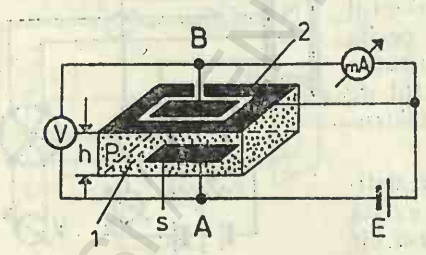



Fig. 1.17. Schema de măsură a rezistivității electrice a probelor folosind dispozitiv bipolar :
*1* — probă ; *2* — inel de gardă.

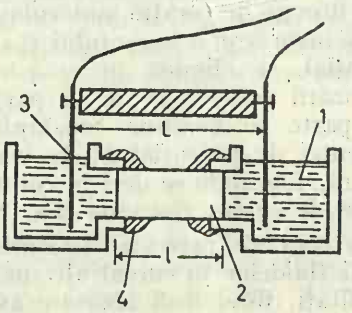



Fig. 1.18. Schema instalației cu contacte electrolitice pentru măsurarea rezistivității rocilor poroase și permeabile :
*1* — electrolit ; *2* — probă ; *3* — electrozi metalici ; *4* — manșon de cauciuc.

ciuc între două vase de sticlă sau plexiglas. În vase se toarnă un electrolit, de preferință de compoziție chimică și concentrație asemănătoare cu electrolitul din porii rocei. În lichid se introduc electrozii de măsură confecționați din plăci de cupru. Între aceștia se efectuează o măsurătoare a rezistenței electrice $R$ în curent alternativ sau pulsat (pentru eliminarea influenței fenomenelor de polarizare a electrozilor). Rezistența probei $R_p$ se determină din relația:

$$R_p = R - \frac{\rho_0}{S}(L - l) \qquad (1.28)$$

unde $\rho_0$ este rezistivitatea soluției folosite, $L$ — distanța dintre electrozi, iar $l$ și $S$ sînt lungimea și respectiv secțiunea probei. Rezistivitatea materialului eșantionului se obține imediat:

$$\rho = \frac{R_p S}{l}. \qquad (1.29)$$

*Proprietăți elastice.* Dintre proprietățile elastice ale rocilor, o mărime deosebit de importantă pentru interpretarea datelor seismometrice ca și pentru caracterizarea materialului este viteza de propagare a undelor elastice. După cum este cunoscut, undele longitudinale și cele transversale au viteze de propagare diferite, legătura dintre acestea și parametrii elastici de bază ai rocilor, modulul lui Young $E$ și coeficientul lui Poisson $\nu$ fiind stabilite teoretic:

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\delta(1+\nu)(1-2\nu)}} \qquad V_S = \sqrt{\frac{E}{\delta}\cdot\frac{1}{2(1+\nu)}} \qquad (1.30)$$

În aceste relații $\delta$ este densitatea rocii iar cu $V_P$ a fost notată viteza undelor longitudinale și cu $V_S$ a celor transversale.

Din raportul celor două relații rezultă:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \qquad (1.31)$$

din care, luînd pentru coeficientul lui Poisson o valoare medie pentru roci de 0,25 se obține $V_P/V_S = 1{,}73$.

Avînd în vedere viteza superioară de propagare precum și condițiile relativ mai simple de generare și recepție, în practica inginerească ca și în măsurătorile de laborator sînt folosite în mod preferențial undele longitudinale.

Procedeul cel mai uzual de determinare a vitezelor de propagare a undelor longitudinale în laborator este *procedeul cu ultrasunete*. Aparatul utilizat, seismoscopul cu ultrasunete, folosit în mod curent și la determinarea vitezei de propagare în betoane (pentru stabilirea calității acestora), se mai numește și *betonoscop*. În principiu, seismoscopul este constituit dintr-un emițător și un receptor de ultrasunete ce se dispun pe două fețe opuse, plan paralele, ale eșantionului. Emițătorul și receptorul sînt reversibile, fiind realizate pe baza efectului piezoelectric al unor cristale. Semnalul ultrasonor, cu o frec-

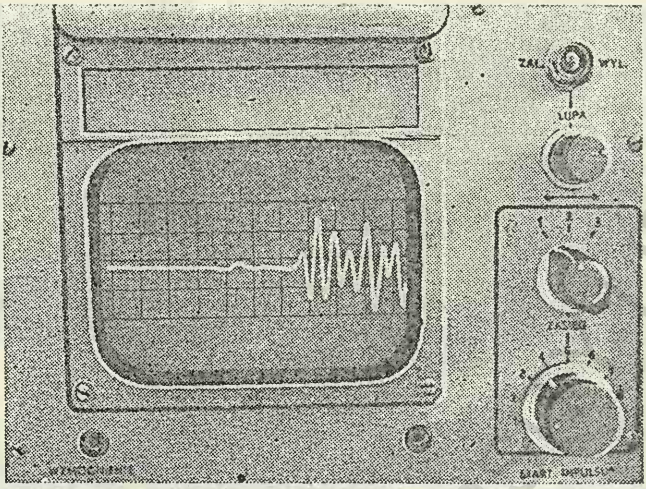



Fig. 1.19. Măsurarea în laborator a vitezei de propagare a undelor elastice longitudinale folosind ultrasunete.

venţă cuprinsă între 20—500 kHz, este emis sub forma unor impulsuri dreptunghiulare cu o frecvenţă de repetiţie de 160 impulsuri/secundă. Semnalul recepţionat, evident cu întîrzierea $\Delta t$ necesară propagării, cît şi cel emis pot fi vizualizate pe ecranul unui tub catodic al cărui baleaj are o frecvenţă stabilă. Aparatul dispune de un dispozitiv de marcare a timpului putîndu-se suprapune impulsuri cu o perioadă de 2, 10, 50, 250, 1 250 μs peste semnalul emis şi cel recepţionat. Întregul proces are un caracter staţionar şi deci stabil în timp pe ecran, ca urmare a sincronizării impulsurilor ultrasonore cu frecvenţa baleajului şi a marcajelor de timp. Ca urmare, pe ecranul osciloscopului poate fi măsurată cu mare precizie diferenţa de timp $\Delta t$ dintre momentul emisiei şi cel al recepţiei (fig. 1.19). Cunoscîndu-se distanţa $d$ dintre cele două feţe paralele ale eşantionului, rezultă viteza de propagare :

$$V = \frac{d}{\Delta t}. \tag{1.32}$$

Pentru ca viteza de propagare determinată să fie reprezentativă pentru tipul de rocă din care a fost extrasă proba, trebuie îndeplinite o serie de condiţii. Experimental s-a stabilit că viteza de propagare obţinută nu este afectată de nici o eroare dacă dimensiunile eşantionului (presupus a avea o formă prismatică de laturi $d$) sînt de cel puţin trei ori mai mari decît lungimea de undă a oscilaţiilor ultrasonore prin probă. În aceste condiţii, pentru roci sedimentare probele pot avea dimensiuni de cel puţin $4 \times 4 \times 4$ cm, iar pentru cele metamorfice şi eruptive de cel puţin $8 \times 8 \times 8$ cm. De asemenea, trebuie avut în vedere faptul că fisurile care pot să apară în eşantioanele prelevate modifică viteza de propagare reală, în sensul micşorării ei. Aceasta se explică în unele situaţii prin recepţionarea nu a undei directe, total ate-

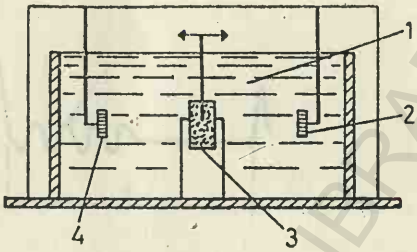



Fig. 1.20. Măsurarea vitezei de propagare a undelor elastice transversale prin metoda refracției:
*1* — baie de ulei; *2* — pastilă de ceramică emițătoare legată la generator; *3* — eșantion fixat pe un suport orientabil; *4* — pastilă ceramică receptoare legată la osciloscop.

nuată în probă ca urmare a gradului de fisurare a rocii, ci a unor unde reflectate de fisurile eșantionului și care deci au o întîrziere suplimentară ca urmare a drumului mai lung parcurs. În fine, trebuie realizat un foarte bun contact între emițător și receptor, pe de o parte, și probă pe de altă parte. În acest scop se folosește un ulei mineral la contactul dintre fețele eșantionului, în prealabil șlefuite, și dispozitivul de emisie și recepție.

Măsurarea vitezei de propagare a undelor transversale se lovește de dificultatea că acestea, avînd o viteză de propagare mai scăzută decît a celor longitudinale, sosirea lor este mai greu de observat. Se întrebuințează totuși mai multe metode de măsurare a timpului de propagare a acestor unde.

În metoda refracției, o undă ultrasonoră, emisă de o capsulă piezoelectrică, întîlnește suprafața probei, atît proba cît și sursa fiind scufundate în ulei (fig. 1.20). Proba, avînd două suprafețe plane paralele, poate fi rotită în jurul unui ax vertical. În funcție de poziția probei, unda ultrasonoră prezintă un unghi de incidență oarecare. Pentru unghiul critic (cuprins între 25 și 30°) unda refractată longitudinală devine undă alunecătoare (paralelă cu suprafața eșantionului). În această situație, proba este străbătură doar de unda transversală care va fi identificată ușor la receptorul plasat în partea opusă a eșantionului.

În metoda de măsurare directă a vitezei undelor transversale se determină timpul de parcurs prin probă a unui tren de unde transversale. Acestea sînt emise de o pastilă ceramică piezoelectrică lipită la un capăt al eșantionului. O pastilă asemănătoare este fixată la capătul opus, avînd rol de receptor. Se utilizează material ceramic cu zirconat de plumb, obținut sub formă policristalină la temperaturi înalte. Prin răcire într-un cîmp electric intens se obține o orientare a cristalelor, pastilele fiind tăiate cu axa cilindrică perpendicular pe axa electrică de polarizare. Pe fiecare pastilă se marchează axa electrică în așa fel încît la măsurare acestea să fie așezate în același plan. Pastilele sînt metalizate sub vid sau cu pensula folosind lac de argint. Emițătorul este conectat la un generator de impulsuri cu front foarte pronunțat (50 nanosecunde) și cu amplitudini de tensiune de 450 V. Pastila receptoare este conectată la un osciloscop clasic. Pe tubul catodic apar impulsul emis, undele longitudinale puternic amortizate și apoi undele transversale (fig. 1.21).

Din măsurători a rezultat că raportul $V_P/V_S$ crește odată cu intensificarea microfisurării rocii, acest raport fiind bun indicator al gradului de fisurare a unui material. Frecvența utilizată, este de dorit să fie cît mai mare, întrucît

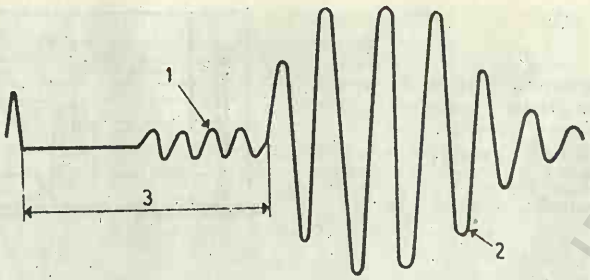



Fig. 1.21. Imaginea undelor electrice longitudinale şi transversale pe ecranul unui osciloscop conectat la instalaţia de măsurare directă a vitezei de propagare a undelor transversale:

*1* — unde longitudinale foarte amortizate; *2* — unde transversale; *3* — timp de propagare a undelor transversale.

se măreşte astfel precizia de citire a timpului. Din păcate, la valori ridicate ale frecvenţei apare o atenuare puternică a semnalului atunci cînd lungimea de undă ajunge să fie de acelaşi ordin de mărime cu dimensiunile cristalelor materialului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 2. ELEMENTE DE SEISMOLOGIE INGINEREASCĂ

Studiul sistematic al cutremurelor de pămînt datează de relativ puțin timp, primele observații detaliate fiind efectuate cu ocazia cutremurelor catastrofale care au avut loc la sfîrșitul secolului trecut și începutul secolului nostru în S.U.A. și Japonia. Cunoștințele căpătate cu ocazia numeroaselor înregistrări din ultimele decenii au permis elaborarea unor teorii coerente privind mecanismul de declanșare și modul de propagare a undelor elastice, al căror efect distructiv este resimțit de oameni și de construcții. Aceste probleme fac obiectul *seismologiei*, ca ramură a geofizicii.

În ultimii ani, odată cu perfecționarea metodelor de calcul a construcțiilor, a luat naștere o nouă disciplină, *ingineria seismică*. Ea își propune ca obiectiv studierea, proiectarea și realizarea de construcții care să se comporte cît mai bine la seismele ce pot surveni pe toată durata de existență a acestora.

Specialiștii în *seismologie inginerească*, de formație multidisciplinară (geofizicieni, ingineri constructori, specialiști în mecanica rocilor), au permanent în vedere determinarea parametrilor necesari la proiectarea antiseismică a construcțiilor și la prevederea efectelor pe care seismele le pot produce asupra construcțiilor existente.

## 2.1. TIPURI DE CUTREMURE. SCĂRI DE EVALUARE A FENOMENULUI SEISMIC

Din punctul de vedere al modului de producere, cutremurele se împart în patru categorii: cutremure tectonice, cutremure de prăbușire, cutremure de natură vulcanică și cutremure locale de slabă intensitate (provocate de diverse cauze).

*Cutremurele tectonice* reprezintă principala categorie de cutremure, ele avînd cea mai largă răspîndire și frecvență și cel mai puternic efect distructiv. Cutremurele tectonice sînt provocate de deplasarea relativ bruscă a unor mase mari de roci din scoarță, de-a lungul unor plane de faliere. Cauza acestor deplasări rezidă în acumularea lentă de tensiuni în anumite zone ale litos-

ferei, ca urmare a permanentei tendințe de reașezare a scoarței, aflată sub acțiunea a numeroși factori de dezechilibru (curenți de convecție în litosferă, eroziune, sedimentare etc.).

*Cutremurele de prăbușire* sînt provocate de surpările scoarței în golurile rezultate prin acțiunea de dizolvare exercitată de apă asupra anumitor tipuri de roci sau minerale solubile (calcare, gips, sare etc.). Ele se produc preferențial în regiunile carstice și au efecte ce se resimt pe suprafețe relativ reduse și cu intensitate mai mică.

*Cutremurele de natură vulcanică* sînt provocate de erupțiile de lavă și de exploziile care uneori le însoțesc. Cantitățile uriașe de energie ce se degajă cu această ocazie, în parte și sub formă de energie seismică, sînt sugestiv ilustrate de estimarea făcuta cu ocazia erupției vulcanului Krakatoa din anul 1883, care a evacuat aproximativ 18 km$^3$ de cenușă. Asemenea evacuări de materiale au ca urmare scufundarea regiunii din jurul vulcanilor ; scufundările pot fi lente sau bruște, în acest caz ele fiind însoțite de seisme.

*Cutremurele locale de slabă intensitate* pot fi provocate de cauze naturale (alunecări de teren, căderi de meteoriți etc.) sau artificiale (acumulări importante de ape, mari excavații miniere subterane, injecții de fluide în roci la adîncime, explozii nucleare subterane etc.).

În ceea ce privește mecanismul de producere și propagare a fenomenului seismic, se admite existența unui *focar* în litosferă, delimitat spațial, în care are loc degajarea de energie și transformarea acesteia în unde seismice. Punctul de la suprafață, care corespunde extremității razei terestre ce trece prin focar, se numește e p i c e n t r u, iar centrul propriu-zis al focarului se numește h i p o c e n t r u. Imaginea punctuală a locului de producere a cutremurului reprezintă o abstractizare și o aproximare necesară localizării mai ușoare a acestuia. Cutremurele sînt în realitate generate de deplasări relative ale formațiunilor geologice de-a lungul unor falii ce se întind pe zeci sau chiar sute de kilometri. În acest context pot fi menționate accidentul ruptural major din Afganistan urmărit pe circa 200 km sau celebra falie San Andreas din California cartată pe o distanță de peste 400 km, pe al căror traseu se înșiră numeroase epicentre.

Seismele sînt mai intense în jurul focarului și se reduc pe măsura depărtării de focar. Cutremurele resimțite de oameni și animale se numesc m a c r o s e i s m e, iar cele pe care omul nu le mai resimte dar pe care le poate înregistra cu aparate speciale se numesc m i c r o s e i s m e. După cum se observă nu există o limită precisă de separare între micro- și macroseisme.

Din punct de vedere cinematic, seismul se manifestă la suprafața solului printr-o mișcare destul de neregulată. Traiectoria descrisă de un punct este o curbă spațială și pentru determinarea ei se recurge la raportarea pe trei direcții caracteristice ale spațiului : direcția verticală și direcțiile orizontale NS și EV.

După cum s-a arătat în § 1.2., o perturbație bruscă, locală și interioară unui corp elastic nelimitat declanșează două tipuri de unde : unde longitudinale ($P$) și transversale ($S$). Caracteristic pentru undele longitudinale este că ele produc deformații succesive de volum, în mediile gazoase dînd naștere undelor sonore. Undele transversale, prin acțiunea de forfecare, afec-

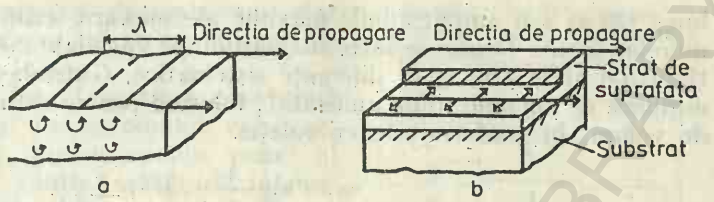



Fig. 2.1. Modul de manifestare a undelor de suprafață Rayleigh (*a*) și Love (*b*).

tează numai forma, nu și volumul mediului prin care se propagă. Ele nu se pot propaga în mediile gazoase.

Pămîntul constituie un mediu finit. Cînd undele dezvoltate în focar ajung la suprafață, ele sînt influențate de discontinuitatea aer-sol și ca urmare apar unde de suprafață Rayleigh și Love. Undele Rayleigh se propagă de-a lungul suprafeței provocînd o mișcare a particulelor după o traiectorie eliptică. Axa mare a elipsei este perpendiculară pe suprafață, iar mișcarea are sens contrar direcției de propagare. Ele produc atît deformații de volum cît și deformații de formă, avînd deci atît caracter de compresiune și întindere, cît și de forfecare (fig. 2.1). Undele Love acționează în planul tangent la suprafață sub forma unor unde de forfecare, perpendicular pe direcția de propagare.

Din punct de vedere metrologic există o varietate destul de mare de aparate destinate măsurării și înregistrării mișcării solului. Ea este impusă de gama dinamică extrem de largă a amplitudinilor, de la deplasările infinitezimale datorate cutremurelor depărtate, pînă la puternicele mișcări ale cutremurelor catastrofale.

Pentru mișcările de amplitudine mică se folosesc seismografe sensibile, cu înscriere oscilografică pe hîrtie de film sau cu peniță. În cazul cutremurelor puternice, aceste oscilații ies din scală sau amplitudinea înregistrării este limitată cu ajutorul unui limitator electronic. Pentru această situație sînt folosite acceleratoare pendulare cu declanșare automată SMAC (Strong Motion Accelerometers). Ele efectuează înregistrări numai în cazul unor accelerații mai mari de 10 cm/s$^2$ și au un interval de lucru de la circa 0,01 g pînă la valori ce depășesc accelerația gravității g.

Pentru aprecierea unui cutremur, s-au elaborat mai multe tipuri de scări : scara magnitudinilor, scara intensităților, scara intensității spectrale, scara acțiunii spectrale.

*Scara magnitudinilor.* Magnitudinea unui cutremur este o mărime ce caracterizează energia dezvoltată de el în focar, energie transformată în unde seismice (Richter, 1935). Prin definiție, magnitudinea $M$ a unui cutremur este egală cu logaritmul zecimal al amplitudinii maxime (exprimate în microni), măsurate pe o seismogramă obținută în condiții standard și anume, cu un pendul situat la 100 km distanță de epicentru, cu perioadă proprie de 0,8 s, amplificare statică 2 800 și coeficient de amortizare 0,8.

Pentru calculul magnitudinii se utilizează fie amplitudinea și perioada semnalului, fie durata acestuia în secunde (Tsumura, 1967 ; Lee et al., 1972 etc.).

În scopul estimării magnitudinii, în special pentru cutremurele depărate, au fost folosite inițial amplitudinile undelor de suprafață, cu perioade

t

lungi (20 s) sau amplitudinile maxime ale mișcării seismice, în cazul cutremurelor locale. Deoarece între magnitudinile calculate cu ajutorul diferitelor tipuri de unde s-au găsit diferențe sistematice, Gutemberg (1956) introduce noțiunea de „magnitudine unificată", folosind pentru definirea ei doar undele de volum, în conformitate cu relația

$$m = \log \frac{A}{T} + B + C \tag{2.1}$$

în care $A$ este amplitudinea maximă a undelor de volum, în microni (componentele orizontale și verticale ale undelor $P$ sau $PP$ componente orizontale a undei $S$), $T$ este perioada corespunzătoare, exprimată în secunde, $C$ este o constantă empirică ce rareori depășește 0,2, iar $B$ o altă constantă care depinde de componenta utilizată, distanța epicentrală, adîncimea focarului etc.

Între cele două scări de magnitudine există relațiile de legătură :

$$m = 2{,}5 + 0{,}63M \text{ sau } M = 1{,}59\ m - 3{,}97 \tag{2.2}$$

Magnitudinile celor mai mari cutremure produse pînă în prezent se situează în jurul valorilor $m = 8{,}0$ sau $M = 8{,}9$. Energia dezvoltată de cutremure se poate evalua în funcție de magnitudine, utilizînd relația stabilită de Gutemberg și Richter (1956) :

$$\log E = 11{,}8 + 1{,}5M \tag{2.3}$$

Prin definiție, unei creșteri a magnitudinii cu o unitate îi corespunde o multiplicare cu 10 a raportului amplitudine/perioadă, celelalte condiții rămînînd neschimbate. În anumite situații, a fost analizată dependența accelerației maxime a terenului de magnitudinea cutremurului și distanța față de hipocentru. Astfel de grafice (fig. 2.2), valabile pe suprafețe limitate

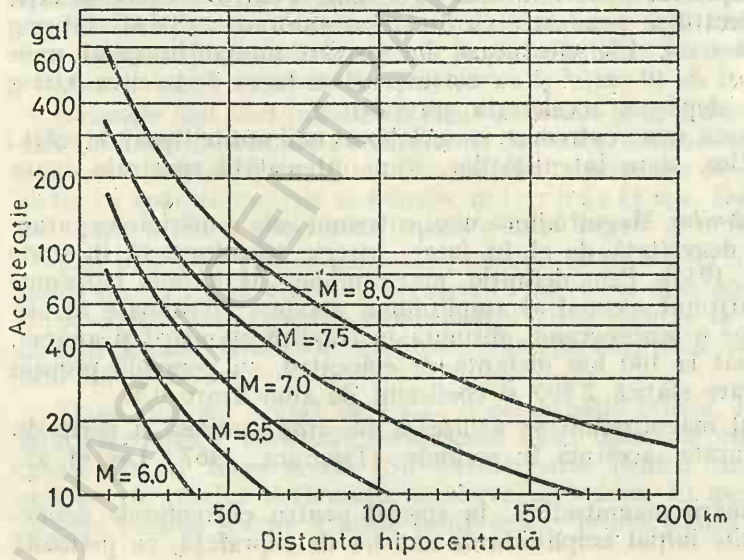



Fig. 2.2. Dependența accelerației maxime a mișcării terenului de magnitudinea cutremurului și distanța hipocentrală (după Kobayashi, 1971).

și pentru un anumit tip de cutremur, sînt utile pentru aprecierea efectelor distructive ale acestuia.

*Scara intensităților.* Intensitatea exprimă efectul cutremurului asupra omului, construcțiilor sau terenului într-un anumit punct al suprafeței terestre. Dintre scările de intensitate cele mai folosite sînt:

— Scara Mercalli modificată (MM), cu 12 trepte, folosită în S.U.A.

— Scara Geofian (1953) și, din 1964, scara MSK, folosită în U.R.S.S. și în alte țări, printre care și țara noastră, scări similare cu MM, care includ însă și unele elemente de evaluare cantitativă a mișcării terenului.

— Scara Japoneză (Kawasumi, 1951) cu 8 trepte.

După cum reiese din figura 2.3, în care se prezintă corelația dintre scările de intensitate, scările (MM) și (MSK) sînt foarte apropiate, în special la intensități mari.

| SCARA MERCALLI MODIFICATA | SCARA MSK | SCARA JAPONEZĂ |
|---|---|---|
| 1 | 1 | 0 |
| 2 | 2 | 1 |
| 3 | 3 | |
| 4 | 4 | 2 |
| 5 | 5 | 3 |
| 6 | 6 | 4 |
| 7 | 7 | 5 |
| 8 | 8 | |
| 9 | 9 | 6 |
| 10 | 10 | |
| 11 | 11 | 7 |
| 12 | 12 | |

Fig. 2.3. Corelația dintre scara de intensitate Mercalli modificată (MM), scara Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK) și scara Japoneză (după Barosh, 1969).

Intensitatea unui cutremur într-un punct dat depinde de mai multe variabile, dintre care se menționează magnitudinea, distanța epicentrală, accelerația, perioada, durata și amplitudinea undelor seismice, tipul terenului, structura geologică, panta terenului, nivelul hidrostatic, tipul de construcție, calitatea lucrărilor, perioada naturală a clădirilor și a terenului. Legătura dintre intensitate și indicațiile instrumentale este complicată datorită mișcării complexe a terenului în timpul unui cutremur. Astfel au fost făcute încercări pentru a corela intensitatea seismică cu accelerația terenului. Gutemberg și Richter (1942) stabilesc această legătură sub forma

$$\log a = I/3 - 0{,}5 \quad (I \text{ în scara MM}), \tag{2.4}$$

relație care își pierde valabilitatea la intensități mari. Kawasumi (1951) consideră relația dintre intensitatea $I$ (în scara Japoneză) și accelerația maximă $a$ ca fiind dată de

$$\bar{a} = 0{,}45 \times 10^{0{,}5 \cdot I}, \tag{2.5}$$

în care $\bar{a}$ reprezintă media geometrică a valorilor $a$, măsurate cu ajutorul unui accelerometru Ishimoto.

O relație mai exactă se stabilește dacă se pun în legătură intensitatea seismică pe de o parte și accelerația și perioada de oscilație a undelor pe de altă parte (Neumann 1959, Medvedev 1963, Shaginian 1963). Astfel, intensitatea crește odată cu creșterea accelerației și, într-o anumită măsură, cu creșterea perioadei. Neumann (1959) și Medvedev (1963) au arătat că în zona centrală a unui cutremur puternic, la o creștere cu un grad a intensității

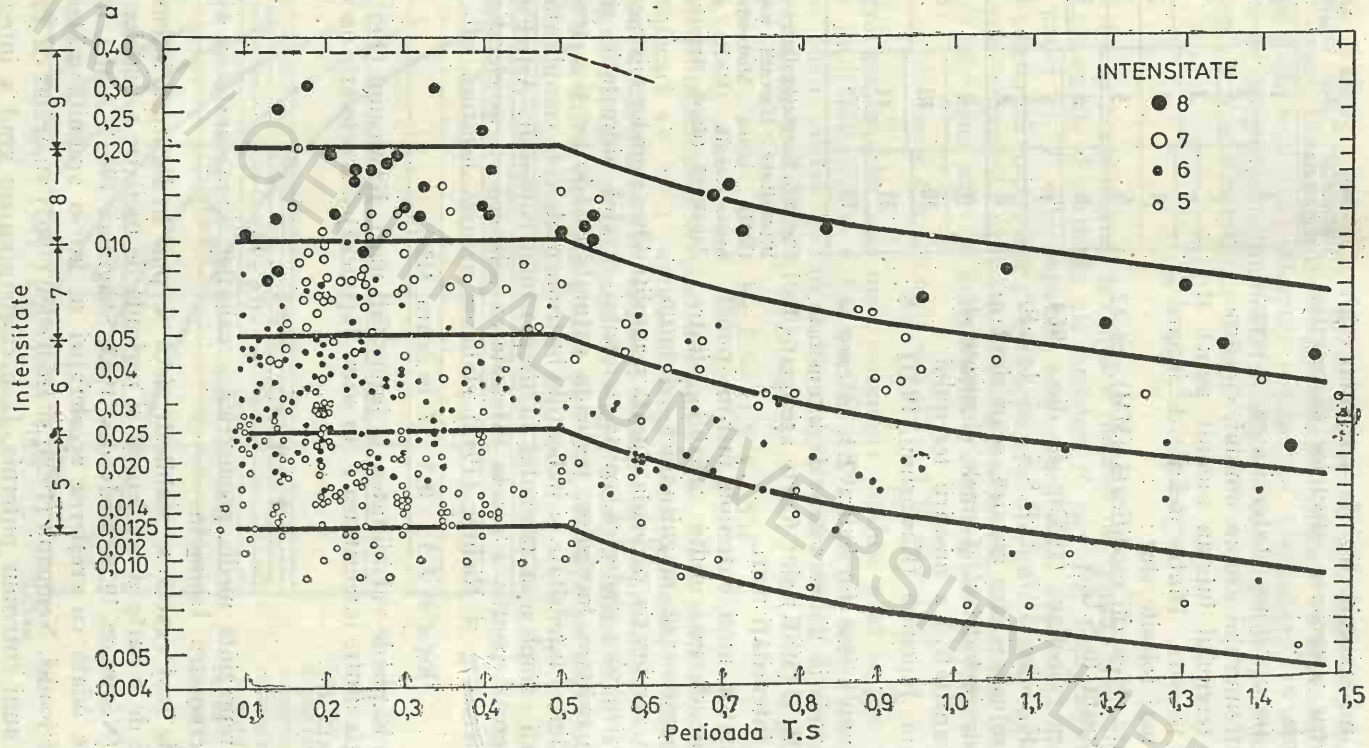



Fig. 2.4. Corelația dintre accelerația $a$ (în fracțiuni din valoarea gravității $g$) și perioada de mișcare a terenului $T$ (în secunde) pentru cutremure cu intensități cuprinse între gradele 5—8 (MSK) (după Medvedev, 1963).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

corespunde o dublare a acceleraţiei. Valoarea perioadei undelor seismice în intervalul 0,1 — 0,5 s nu este determinantă pentru stabilirea intensităţii seismice. În schimb, în intervalul de perioade 0,5—1,5 s pentru aceeaşi valoare a acceleraţiei mişcării solului, intensitatea seismică creşte cu perioada (fig. 2.4.)

Intensitatea variază şi cu amplitudinea deplasării solului. După cum se observă din figura 2.5, la o creştere a intensităţii cu o unitate (Geofian, MSK), amplitudinea se dublează (Medvedev, 1963). Pentru orice intensitate, amplitudinea mişcării este cu atît mai mare cu cît perioada este mai lungă.

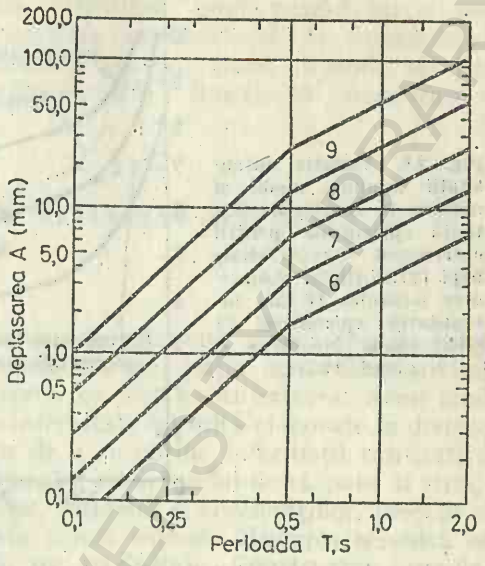



Fig. 2.5. Corelaţia dintre amplitudinea deplasării solului $A$ şi perioada mişcării $T$, pentru intensităţi MSK cuprinse între 6 şi 9 (după Medvedev, 1963).

În fine, intensitatea depinde şi de poziţia punctului de observaţie în raport cu focarul, deci este o funcţie de distanţa epicentrală. Intensitatea cutremurului în zona epicentrală se numeşte intensitate epicentrală şi se notează cu $I_0$. Pentru diverse focare active s-a stabilit corespondenţa dintre magnitudinea cutremurelor şi intensitatea epicentrală. Astfel pentru seismele din California, în cazul unei adîncimi focale de circa 16 km (Richter şi Gutemberg 1956) relaţia este de forma

$$M = 1 + 2/3 \cdot I_0 \qquad (2.6)$$

Pe bază valorilor de intensitate obţinute în diverse puncte se pot reprezenta curbele de intensitate medie, minimă şi maximă, în funcţie de distanţa epicentrală (fig. 2.6). Din grafic rezultă că intensitatea medie descreşte liniar cu distanţa, cu excepţia distanţelor epicentrale mici, unde descreşterea este mai rapidă. Curbele de intensitate minimă sînt cunoscute şi sub numele de curbe de atenuare la roca de bază şi se referă la intensitatea minimă ce se înregistrează pe o rocă de bază granitică sau, acolo unde aceasta este absentă pe o rocă sedimentară compactă.

După Neumann şi Cloud (1955), în localităţile amplasate pe formaţiuni compacte intensităţile sînt minime şi creşterea intensităţii odată cu descreşterea distanţei epicentrale urmează o lege surprinzător de regulată. După Neumann, intensitatea minimă descreşte exponenţial cu creşterea distanţei epicentrale.

*Scara intensităţii spectrale (Housner).* Pentru caracterizarea mişcării seismice pe un amplasament a fost propus următorul mod de lucru. Pe o masă vibrantă se plasează un număr de penduli avînd perioade proprii de oscilaţie

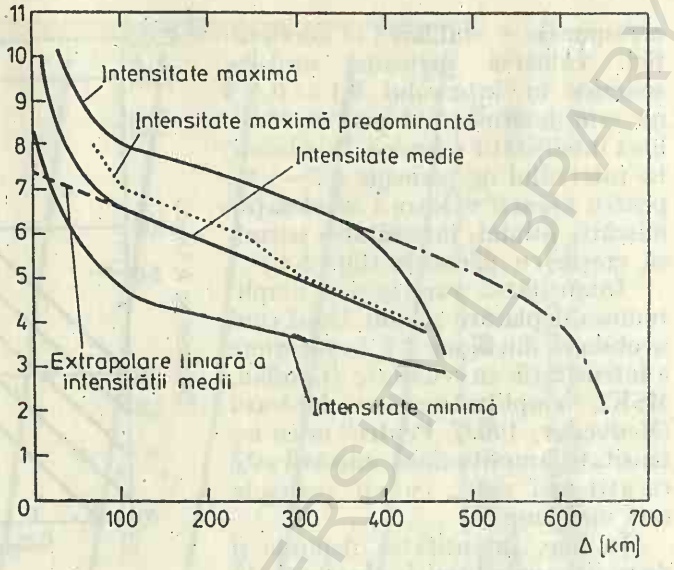



Fig. 2.6. Variația intensității minime, medii și maxime în funcție de distanța epicentrală pentru cutremurul Arvin-Tehachapi (21.07.1952). Adîncimea focarului 16 km, intensitatea epicentrală 11 (MM) (după Neumann și Cloud, 1955).

cuprinse între 0,1 și 2,5 s. Masei vibrante i se imprimă o mișcare avînd caracteristicile cutremurului analizat. Dintre valorile amplitudinilor pendulilor se reține numai cele maxime, care se reprezintă grafic în funcție de perioada proprie de oscilație. Diagrama care se obține (fig. 2.7) reprezintă spectrul de răspuns al cutremurului și constituie un indicator al modului cum au răspuns clădirile, considerate a avea perioade proprii determinate, la excitația seismică (v. cap. 2.2).

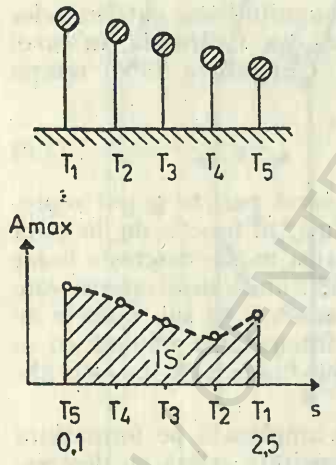



Fig. 2.7. Modul de obținere a spectrului de răspuns prin înregistrarea mișcării unor penduli cu perioade proprii determinate, cuprinse între 0,1 și 2,5 s.
*IS* — intensitatea spectrală.

În acest mod de înregistrare, ca o măsură a intensității seismice se consideră aria delimitată de spectru între perioadele de 0,1 și 2,5 s (care reprezintă de fapt valorile extreme ale perioadelor proprii ale construcțiilor obișnuite).

Dintre spectrele de răspuns care se pot întocmi pentru un seism, menționăm spectrul deplasărilor, al vitezelor sau al accelerațiilor. Acestea din urmă se obțin dacă în locul deplasărilor maxime, la întocmirea diagramelor se iau în considerare vitezele sau accelerațiile maxime. Deoarece energia unui corp în mișcare este funcție de viteză, spectrul vitezelor va fi un bun indicator al energiei dezvoltate de un cutremur.

*Scara acțiunii spectrale (Medvedev).* Pentru aprecierea intensității unui cutremur, Medvedev a propus termenul „spectru al acțiunii" definit de relația

$$X(T) = X_0 \psi(T) \varepsilon(\delta) \qquad (2.7)$$

în care $X_0$ reprezintă amplitudinea deplasării unui pendul cu o perioadă proprie $T = 0{,}25$ s și o amortizare caracterizată de decrementul logaritmic $\delta = 0{,}50$ ; $\psi(T)$ este o funcție spectrală care depinde de perioada proprie de oscilație a sistemului, iar $\varepsilon(\delta)$ o funcție de amortizare a structurii.

## 2.2. APRECIEREA ȘI CALCULUL EFECTULUI SEISMIC ASUPRA CONSTRUCȚIILOR

Pentru evaluarea efectelor distructive ale seismelor asupra construcțiilor se iau în considerare estimări, mai mult sau mai puțin subiective, privind starea acestora după cutremur comparativ cu situația anterioară. Acest mod de apreciere se află la baza scărilor de intensitate seismică elaborate în diverse țări. În ultimul timp există tendința de a se obține informații cantitative privind atît caracteristicile mișcării seismice cît și modul de răspuns al structurii din punct de vedere al deplasărilor, vitezelor și accelerațiilor, precum și al eforturilor dinamice la care aceasta a fost supusă. Mișcarea seismică se manifestă ca o mișcare oscilatorie de tip tranzitoriu. Construcția, considerată ca un sistem elastic cu o anumită perioadă proprie fundamentală de oscilație și cu o anumită capacitate de amortizare, va fi supusă la oscilații forțate, care vor provoca în elementele acesteia deformații variabile în timp și deci „eforturi suplimentare" la care ea trebuie să reziste. În studiul dinamic al structurilor elastice apare noțiunea de grad de libertate dinamic, care reprezintă numărul de parametri ce le caracterizează poziția. Într-o primă aproximație, clădirile pot fi considerate sisteme elastice cu un singur grad de libertate, de tip pendul invers (fig. 2.8).

Pentru un astfel de sistem, ecuația de mișcare se poate scrie sub forma :

$$M\frac{d^2x}{dt^2} + R + Kx = F(t) \qquad (2.8)$$

în care $M$ reprezintă masa sistemului, $R$ — forța rezistentă datorită frecărilor interioare, $K$ — constanta elastică (rigiditatea) a sistemului, definită de forța necesară pentru a produce o deplasare unitară, iar $F(t)$ forța perturbatoare exterioară.

Dacă inițial nu se ține seama de forța rezistentă $R$, care determină amortizarea sistemului, se poate scrie ecuația vibrațiilor libere, proprii ale sistemului :

$$M\frac{d^2x}{dt^2} + Kx = 0 \qquad (2.9)$$

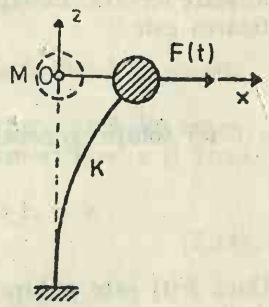



Fig. 2.8. Schematizarea comportării construcțiilor la acțiunea seismică prin reducerea la un sistem elastic cu un singur grad de libertate, de tip pendul invers.

Notînd

$$\omega = \sqrt{\frac{K}{M}} \tag{2.10}$$

și considerînd condițiile inițiale la $t = 0$ :

$$x = x_0 \quad \text{și} \quad \frac{dx}{dt} = v_0,$$

rezultă soluția ecuației sub forma :

$$x = x_0 \cos \omega t + \frac{v_0}{\omega} \sin \omega t \tag{2.11}$$

Aceasta mai poate fi scrisă sub forma :

$$x = A \cos(\omega t - \Phi) \tag{2.12}$$

unde

$$A = \sqrt{x_0^2 + \left(\frac{v_0}{\omega^2}\right)^2} \tag{2.13}$$

este amplitudinea oscilației iar

$$\operatorname{tg} \Phi = \frac{v_0}{x_0 \omega} \tag{2.14}$$

este faza de oscilație.

Perioada oscilațiilor proprii rezultă din :

$$T = \frac{2\pi}{\omega} = 2\pi \sqrt{\frac{M}{K}} \tag{2.15}$$

Mișcarea sistemului elastic sub acțiunea forțelor exterioare este însă o mișcare forțată. Ecuația mișcării în cazul în care nu se ia în considerare amortizarea este :

$$M \frac{d^2x}{dt^2} + Kx = F(t) \tag{2.16}$$

a cărei soluție generală este

$$x = A \cos(\omega t - \Phi) + \frac{1}{M\omega} \int_0^t F(\tau) \sin \omega(t - \tau) d\tau \tag{2.17}$$

Dacă $F(t)$ este o funcție armonică de tipul $F(t) = F \sin \varphi t$ soluția ecuației devine :

$$x = A \cos(\omega t - \Phi) + \frac{q}{\omega^2 - \varphi^2} \sin \varphi t, \text{ unde } q = \frac{F}{M} \tag{2.18}$$

Cazul vibrațiilor libere și forțate amortizate este mai apropiat de realitate, deoarece intervin și forțele rezistente $R$. Dintre tipurile de amortizare,



BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cea mai frecventă situație întîlnită este aceea a amortizării vîscoase, în care forța de amortizare este proporțională cu viteza mișcării :

$$R = \beta \frac{dx}{dt} \tag{2.19}$$

unde $\beta$ reprezintă un coeficient de proporționalitate.

Ecuația de mișcare se scrie în acest caz, pentru vibrațiile libere :

$$M \frac{d^2x}{dt^2} + \beta \frac{dx}{dt} + Kx = 0 \tag{2.20}$$

sau

$$\frac{d^2x}{dt^2} + 2\varepsilon \frac{dx}{dt} + \overline{\omega}^2 x = 0,$$

unde $\varepsilon = \frac{\beta}{2M}$ se numește factor de amortizare al structurii.

Soluția acestei ecuații este :

$$x = e^{-\varepsilon t} \sqrt{x_0^2 + \left[\frac{v_0 + \varepsilon x_0}{\overline{\omega}}\right]^2} \cdot \cos(\overline{\omega} t - \Phi) \tag{2.21}$$

în care $\overline{\omega} = \sqrt{\omega^2 - \varepsilon^2}$ este frecvența mișcării libere amortizate. După cum se observă, amortizarea produce o scădere a frecvenței proprii.

Amplitudinea mișcării este dată de expresia

$$A = \sqrt{x_0^2 + \left[\frac{v_0 + \varepsilon x_0}{\overline{\omega}}\right]^2} \tag{2.22}$$

Amortizarea mișcării poate fi pusă în evidență dacă se face raportul a două amplitudini succesive :

$$\frac{x_1}{x_2} = \frac{Ae^{-\varepsilon t}}{Ae^{-\varepsilon(t+\overline{T})}} = e^{\varepsilon \overline{T}} \quad \text{sau} \quad \delta = \ln \frac{x_1}{x_2} = \varepsilon \overline{T} \tag{2.23}$$

$\delta$ poartă numele de decrement logaritmic, fiind funcție de factorul de amortizare $\varepsilon$ și de perioada mișcării amortizate $\overline{T} = 2\pi/\overline{\omega}$.

De obicei, în seismologia inginerească se lucrează cu procentul din amortizarea critică $\nu$, egal cu raportul dintre factorul de amortizare $\varepsilon$ și frecvența circulară $\overline{\omega}$ :

$$\nu = \frac{\varepsilon}{\overline{\omega}} = \frac{\varepsilon \overline{T}}{2\pi} = \frac{\delta}{2\pi} \tag{2.24}$$

În general $\nu < 1$ și pentru structurile curente $\nu < 0{,}3$.

În fine, în cazul general al vibrațiilor forțate cu amortizare, se obține soluția

$$x = e^{-\varepsilon t} \cdot A\cos(\overline{\omega} t - \Phi) + \frac{1}{M\overline{\omega}} \int_0^t F(\tau) e^{-\nu\omega(t-\tau)} \cdot \sin \overline{\omega}(t - \tau) d\tau \tag{2.25}$$



BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde $\overline{\omega} = \omega\sqrt{1-\nu^2}$ este frecvența proprie de vibrație. Corespunzător unei excitații sinusoidale: $F(t) = F \sin \varphi t$, amplitudinea oscilației forțate este dată de expresia

$$A = \frac{F}{K} \cdot \frac{1}{\sqrt{\left(1 - \frac{\varphi^2}{\omega^2}\right)^2 + 4\nu^2 \frac{\varphi^2}{\omega^2}}} \tag{2.26}$$

În expresia (2.26), $A_0$ se numește factor de amplitudine

$$A_0 = \frac{1}{\sqrt{\left(1 - \frac{\varphi^2}{\omega^2}\right)^2 + 4\nu^2 \frac{\varphi^2}{\omega^2}}} \tag{2.27}$$

Reprezentarea factorului de amplitudine $A_0$ în funcție de raportul $\frac{\varphi}{\omega}$ (fig. 2.9) arată că răspunsul structurii, materializat sub forma amplitudinii mișcării, depinde în mare măsură de apropierea frecvenței de mișcare a solului de frecvența proprie a structurii și aceasta cu atît mai mult cu cît amortizarea în structură este mai mică. Mișcarea seismică este tranzitorie, astfel încît de fapt nu se poate vorbi de un efect de rezonanță. Indiferent de terminologie se constată o creștere a amplitudinii mișcării sistemului elastic și deci o creștere a eforturilor la care acesta este solicitat, atunci cînd frecvența predominantă a mișcării seismice se apropie de frecvența proprie a structurii.

Primul element de construcție pe care îl solicită unda seismică, în urma transmiterii mișcării la baza structurii, este *fundația*. În general se admite că, în totalitatea lor, punctele terenului pe care se fundează construcția au deplasări identice. Se presupune așadar, că fundația este o platformă rigidă supusă la deplasări de translație, aproximație cu atît mai adevărată cu cît mișcarea seismică are lungimea de undă și viteza de propagare mai mari.

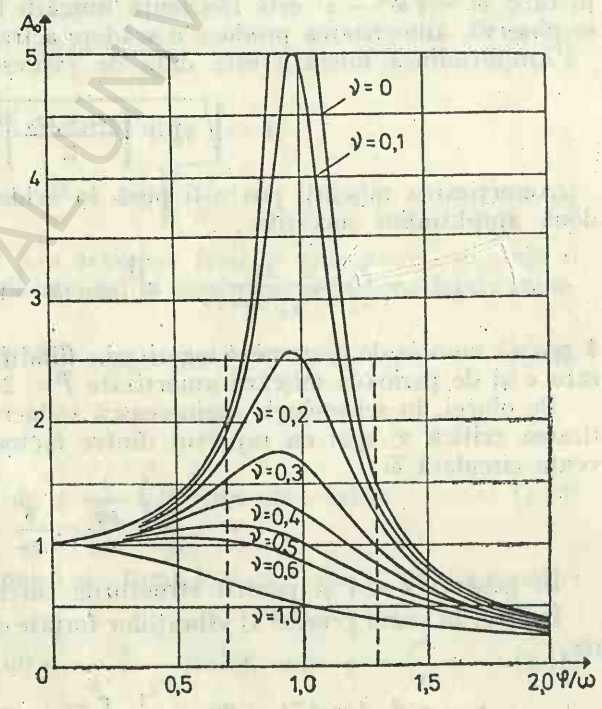



Fig. 2.9. Variația factorului de amplitudine $A_0$ în funcție de raportul $\varphi/\omega$ pentru diferite grade de amortizare $\nu$.

Vom considera o undă seismică, avînd lungimea de undă $L$ ce se propagă paralel cu direcția axei fundației, cu viteza $V$:

$$z(t) = A_0 \sin \frac{2\pi}{L}(x - Vt) \tag{2.28}$$

unde $A_0$ este amplitudinea oscilațiilor.

Alungirea specifică a unei fîșii elementare de-a lungul axei $x$ este de forma:

$$\varepsilon = \frac{\partial z(t)}{\partial x} = A_0 \frac{2\pi}{L} \cos \frac{2\pi}{L}(x - Vt) \tag{2.29}$$

iar alungirea specifică maximă

$$\varepsilon_{max} = A_0 \frac{2\pi}{L} \tag{2.30}$$

Considerînd accelerația maximă a terenului:

$$a_{max} = \left| \frac{\partial^2 z(t)}{\partial t^2} \right|_{max} = A_0 \left( \frac{2\pi V}{L} \right)^2 = A_0 \left( \frac{2\pi}{T} \right)^2 \tag{2.31}$$

rezultă

$$\varepsilon_{max} = \frac{a_{max} \cdot T}{2\pi V} \tag{2.32}$$

iar efortul longitudinal maxim din fundație:

$$\sigma_{max} = \varepsilon_{max} \cdot E = \frac{a_{max} \cdot T}{2\pi V} \cdot E \tag{2.33}$$

unde $E$ este modulul de elasticitate al materialului fundației. Acest efort este cu atît mai mare cu cît terenul este mai moale, necoeziv, putînd atinge 10—15 kgf/cm$^2$. În terenurile tari, formate din roci compacte, eforturile se reduc simțitor. Oricum aceste valori sînt destul de mici, fapt dovedit practic de distrugerile întîlnite mai rar la infrastructura construcțiilor cu ocazia cutremurelor puternice.

În ceea ce privește *suprastructura* construcțiilor, se pot calcula relativ simplu eforturile care apar în aceasta ca urmare a acțiunii seismice. Ecuația de impuls se poate scrie pentru un moment de tip oarecare $\tau$:

$$F(\tau) \cdot \Delta\tau = M \cdot v \quad \text{sau} \quad a(\tau) = \frac{v}{\Delta\tau} = \frac{F(\tau)}{M} \tag{2.34}$$

unde $F$ este forța ce se exercită în intervalul de timp $\Delta\tau$, $M$ — masa structurii iar $v$ — viteza imprimată acesteia. Înlocuind în relația (2.25) se obține deplasarea datorită forței seismice:

$$x(t) = \frac{1}{\omega} \int_0^t a(\tau) \cdot e^{-\nu\omega(t-\tau)} \sin \bar{\omega}(t - \tau) d\tau \tag{2.35}$$

unde $a(\tau)$ este accelerația imprimată sistemului.



BCU IAȘI CFR UNIVERSITY LIBRARY

Maximul valorii integrale din expresia de mai sus poartă numele de *valoare spectrală* a vitezei și se notează $S_v$:

$$S_v = \max \left[ \int_0^t a(\tau) e^{-\nu\omega(t-\tau)} \cdot \sin \bar{\omega}(t-\tau) \mathrm{d}\tau \right] \tag{2.36}$$

și deci

$$x_{\max} = \frac{1}{\bar{\omega}} S_v \approx \frac{1}{\omega} S_v \tag{2.37}$$

În mod analog se pot defini spectrul deplasărilor $S_d$ sau al acceleraţiilor $S_a$. Acestea pot fi reprezentate grafic în funcţie de frecvenţa proprie sau de perioada proprie a structurii (fig. 2.10).

Aşadar, în seismologia inginerească se defineşte ca spectru de răspuns reprezentarea grafică a maximelor deplasărilor relative, ale vitezelor relative, acceleraţiei absolute sau ale forţei de inerţie pe care le are sistemul cu un singur grad de libertate, în funcţie de perioada proprie de vibraţie a acestuia, cînd baza sa este supusă unor excitaţii de tip seismic.

Spectrul de răspuns caracterizează mişcarea seismică privind-o prin prisma răspunsului structurilor cu diferite perioade proprii la acţiunea seismică. Pe baza lor rezultă imediat forţele maxime ce acţionează asupra structurii:

$$F_{\max} = K x_{\max} \tag{2.38}$$

unde $K$ este rigiditatea sistemului.

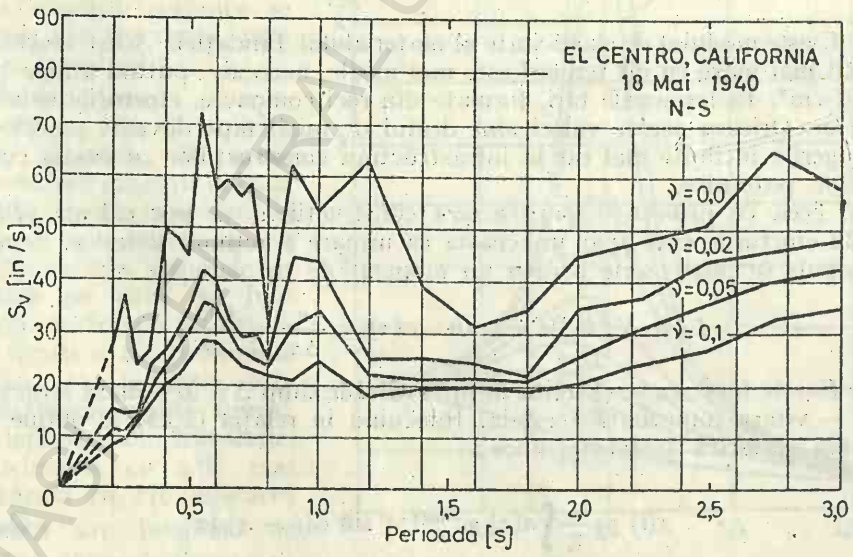



Fig. 2.10. Spectrul de răspuns al vitezelor, pentru diferite grade de amortizare, în cazul cutremurului El Centro, 1940 (după „Earthquake Engineering").



BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Deoarece

$$x_{max} = \frac{1}{\omega} S_v = \frac{T}{2\pi} S_v \tag{2.39}$$

rezultă:

$$F_{max} = K \frac{T}{2\pi} S_v \tag{2.40}$$

În ultimii ani s-a trecut la o reprezentare mai sugestivă a spectrelor de răspuns $S_d$, $S_v$ și $S_a$, raportîndu-le la caracteristicile maxime ale mișcării terenului: deplasarea relativă maximă $d_m$, viteza relativă maximă $v_m$ și accelerația absolută maximă $a_m$. Reprezentarea se face în raport cu frecvența proprie $f = 1/T$ utilizînd o scară logaritmică.

Avantajul principal al acestui mod de reprezentare este posibilitatea comparării răspunsului maxim al sistemului cu caracteristicile maxime ale mișcării terenului. În figura 2.11 este redat spectrul de răspuns al cutremurului El Centro (1940), scările variabilelor spectrale $S_d/d_m$, $S_v/v_m$ și $S_a/a_m$ fiind indicate în grafic. Linia întreruptă interioară, unind punctele în care variabilele spectrale au valoarea 1, separă domeniul în care răspunsul sistemului depășește caracteristicile maxime ale mișcării terenului ($S_d/d_m > 1$, $S_v/v_m > 1$, $S_a/a_m > 1$) de domeniul în care răspunsul este atenuat. Linia întreruptă de la partea superioară marchează limitele spectrale.

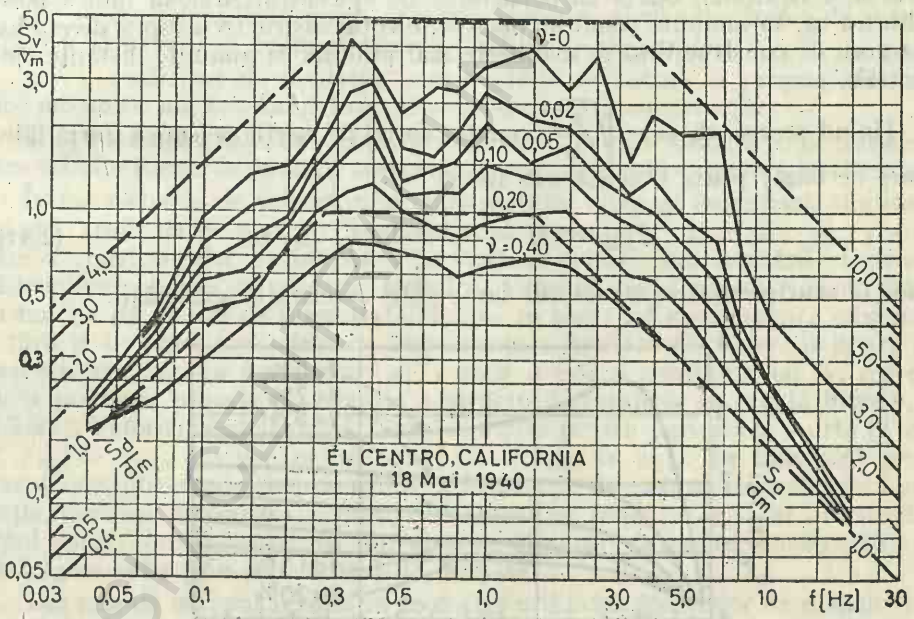



Fig. 2.11. Diagrama pentru reprezentarea sintetică a spectrelor de răspuns $S_d$, $S_v$ și $S_a$ raportate la caracteristicile maxime ale mișcării terenului: deplasarea relativă maximă $d_m$, viteza relativă maximă $v_m$ și accelerația absolută maximă $a_m$. Liniile întrerupte delimitează domeniul în care răspunsul sistemului apare amplificat, depășind caracteristicile maxime ale mișcării terenului (după „Earthquake Engineering").

Din analiza graficului rezultă că în zona frecvențelor joase, deci în cazul sistemelor flexibile cu perioade mari, curbele spectrale $S_a/d_m$ sînt asimptotice liniei deplasării maxime a terenului ($S_a/d_m = 1$), astfel încît deplasarea maximă a construcției este aproape identică cu deplasarea maximă a terenului. În zona frecvențelor înalte (sisteme rigide), curbele spectrale $S_a/a_m$ devin asimptotice liniei accelerației maxime a terenului ($S_a/a_m = 1$). Se mai poate constata că, în raport cu caracteristicile maxime ale mișcării terenului, pentru un sistem cu amortizare nulă rezultă factori de amplificare maximi de 3,5 pentru amplitudinile deplasării, 4,2 pentru viteze și 9,5 pentru accelerații. Acești factori se micșorează simțitor odată cu creșterea amortizării.

Spectrele de răspuns astfel definite sînt de o extremă importanță în aprecierea intensității seismice din punctul de vedere al efectului lor distructiv manifestat asupra construcțiilor. În calcule se utilizează de obicei spectrul mediu sau spectrul standard, care reprezintă media spectrelor corespunzătoare unui număr mare de cutremure înregistrate într-o anumită regiune (fig. 2.12).

Spectrul standard poate prezenta variații însemnate în funcție de poziția punctului de observație în raport cu epicentrul. Datorită atenuării cu distanța a componentelor de frecvență înaltă, s-a constatat că în spectrul de răspuns maximele se deplasează către perioadele mai lungi (domeniul construcțiilor flexibile), odată cu depărtarea de epicentru. Aceasta indică posibilitatea ca, în anumite condiții concrete, efectul distructiv asupra diverselor categorii de construcții să se manifeste mai puternic la anumite distanțe epicentrale.

Ținînd seama că $\omega = \sqrt{\frac{K}{M}}$, ecuația forței de inerție seismică (forță tăietoare de bază) poate fi scrisă sub forma

$$F_{max} = M \frac{2\pi}{T} S_v = \frac{G}{g} \cdot \frac{2\pi}{T} \cdot S_v \qquad (2.41)$$

unde $G$ este greutatea structurii, iar $g$ este accelerația gravității.

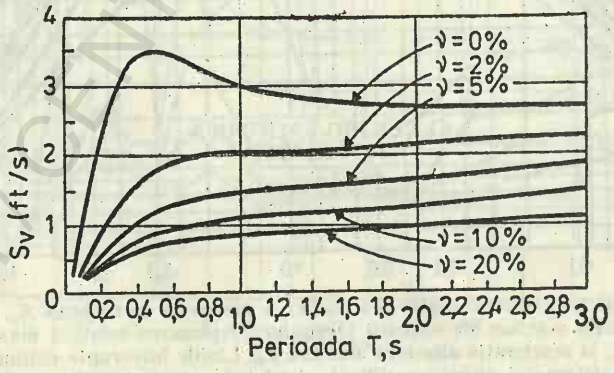



Fig. 2.12. Spectrul mediu de viteze pentru cutremurul El Centro, 18.11.1940 (după „Earthquake Engineering").

Dacă se notează

$$\frac{1}{g} \cdot \frac{2\pi}{T} \cdot S_v = C \tag{2.42}$$

relația (2.41) devine :

$$F_{max} = C \cdot G \tag{2.43}$$

unde $C$ poartă numele de coeficient seismic spectral.

Pentru diverse zone ale globului, pe baza spectrelor calculate, s-au elaborat norme privind valoarea coeficientului seismic $C$.

În vederea simplificării expresiei (2.43) în normele de calcul antiseismic se consideră că factorii care influențează coeficientul seismic spectral sînt mărimi independente. Coeficientul seismic se poate exprima în consecință prin relația :

$$C = K_s \, \beta_i \psi \varphi \varepsilon_i \tag{2.44}$$

în care factorii au următoarea semnificație :

$K_s$ — coeficient de seismicitate, care depinde direct de intensitatea mișcării seismice ;

$\beta_i$ — coeficient spectral, care este funcție de perioada proprie de vibrație a structurii ;

$\psi$ — coeficient de disipare, care introduce în calcul capacitatea de amortizare a structurii și proprietățile de ductilitate ale acesteia ;

$\varphi$ — coeficient de fundație, care depinde de natura și proprietățile fizico-mecanice ale terenului în care este amplasată construcția ;

$\varepsilon_i$ — coeficient de echivalență, pentru cazul în care sînt luate în considerare diferite forme de oscilație corespunzătoare mai multor moduri de vibrație.

În normativele de proiectare a construcțiilor civile și industriale din România sînt date regulile generale de proiectare, alcătuire și realizare a construcțiilor antiseismice în vederea evitării sau limitării efectelor distructive produse de mișcarea seismică. Valorile coeficientului $K_s$ sînt date în funcție de gradul de intensitate stabilit în harta de macrozonare seismică a țării și în funcție de clasa de importanță a lucrării. Coeficientul $\beta_i$ are o expresie analitică de forma $\beta_i = a/T_i$ unde $a$ este o constantă iar $T_i$ reprezintă perioada proprie de vibrație a structurii (cuprinsă de regulă între 0,1 și 2,0 s). Valorile coeficientului $\beta_i$ sînt limitate pentru perioadele scurte ($T < T_{inf}$) la $\beta_{max}$, iar pentru cele lungi ($T < T_{sup}$) la $\beta_{min}$. În fine, sînt prevăzute modificări ale coeficientului $\beta_i$ în funcție de natura terenului de fundație, ceea ce se realizează prin coeficientul de fundație $\varphi$ și în funcție de tipul constructiv (construcții din zidărie, structuri în cadre, construcții cu diafragme etc.) prin coeficientul de disipare $\psi$.

Din cele de mai sus rezultă în mod clar utilitatea spectrelor de răspuns în seismologia inginerească. Obținute prin calcul sau determinate experimental, ele evidențiază caracteristicile cutremurelor. Evident, la baza stabilirii spectrelor stau înregistrările efectuate cu ocazia cutremurelor puternice. Curbele spectrale indică cu claritate efectul produs de cutremure asupra diverselor

categorii de structuri, în funcție de distanța față de epicentru. Astfel, cel puțin pentru cutremurele superficiale, care au fost mai mult studiate pînă în prezent, în apropierea epicentrului răspunsul dinamic atinge maxime în zona perioadelor scurte periclitînd clădirile rigide, în timp ce construcțiile flexibile sînt mai puțin solicitate. Situația se inversează la distanțe epicentrale mai mari, sau/și odată cu creșterea adîncimii focarului.

În același timp, spectrul oferă posibilitatea evaluării adecvate a intensității mișcărilor de pămînt pentru zone restrînse.

## 2.3. ZONAREA ȘI MICROZONAREA SEISMICĂ

Studiile efectuate cu ocazia distrugerilor provocate de cutremure au scos în evidență o serie de particularități ale avariilor, care au putut fi puse în legătură cu elemente de natură geologică, tectonică și hidrologică, ce caracterizează zona studiată. În prezent este acceptată ideea că distrugerile reprezintă rezultatul combinării acțiunii a doi factori care, în situații particulare, pot juca pe rînd, un rol dominant: factorul dinamic, pur vibratoriu, care determină apariția în structuri a eforturilor suplimentare dinamice și factorul geomecanic, a cărui acțiune se manifestă prin modificarea capacității portante a terenului de fundație, prin apariția unor efecte de tasare diferențială, de lichefiere și densificare ce pot afecta fundația și implicit întreaga construcție. Ambii factori își pun amprenta asupra intensității seismice pe un amplasament dat, dar efectul lor se manifestă indirect și cu ponderi diferite, prin intermediul diverselor tipuri de structuri.

Structura geologică regională, care își exercită în special acțiunea prin intermediul factorului dinamic, are o deosebită influență asupra intensității seismice. Această constatare este argumentată de aspectul hărților seismice, pe care orientarea izoseistelor este de multe ori în concordanță cu direcția dominantă a unităților geotectonice majore (fig. 2.13). Elementele structurale plicative sau rupturale cu dezvoltare limitată au o importanță secundară. Astfel, în Asia centrală, Vredenskaia (1961) constată că distribuția izoseistelor este doar parțial dependentă de configurația structurală. De asemenea, în Noua Zeelandă tendința generală a structurii geologice provoacă doar unele asimetrii pe harta cu izoseiste.

Ikegami (1948) este de părere că în acțiunea seismică se manifestă atît influența structurii geologice locale sau de pe parcursul focar — punct de observație, cît și cea a mecanismului de producere a cutremurelor în zona focarului. În orice caz, particularitățile avariilor provocate de cutremurul de la 4 martie 1977 din România, pentru care aspectul izoseistelor concordă în general cu structura geologică majoră a țării nu pot fi explicate dacă nu avem în vedere și condițiile de generare a undelor seismice din focar, care au favorizat fără îndoială frecvențele joase (sub 1 Hz).

Ținînd seama de toate aceste elemente și avînd la dispoziție informații cît mai diverse privind manifestările distructive ale cutremurelor contemporane sau din trecutul istoric, se realizează hărți de zonare pe arii întinse,

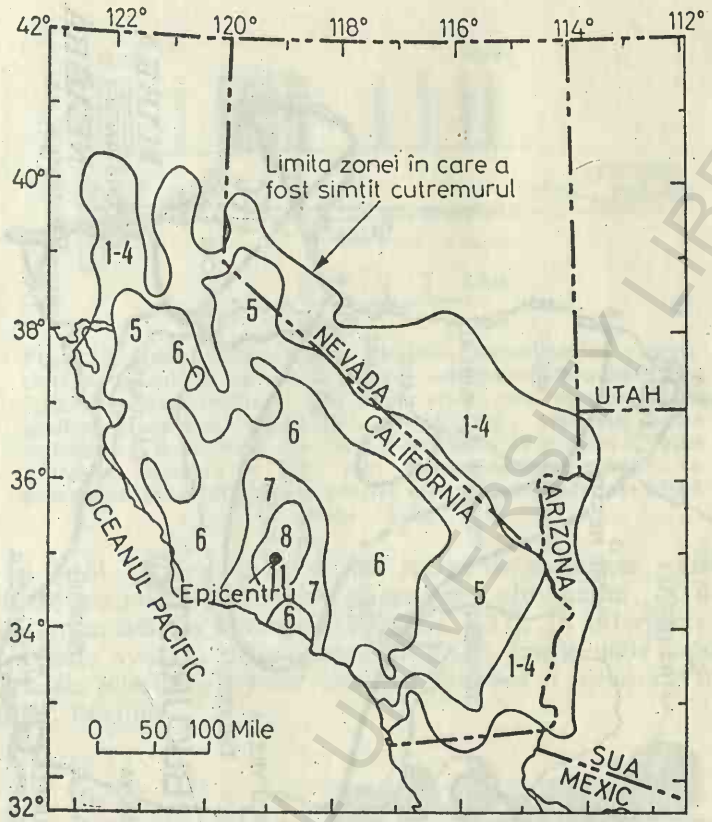



Fig. 2.13. Harta cu izoseiste a efectelor cutremurului de la Arvin-Tehachapi 21.07.1952. Magnitudine 7,7. Intensitate maximă: 11 (MM)(după Barosh, 1969).

delimitînd prin izolinii zonele cu egală intensitate maximă probabilă, intensitatea fiind exprimată în una din scările de circulație mondială. Un exemplu este harta de zonare (sau, cum se mai numește, de macrozonare) seismică a țării în prezent îmbunătățită după cutremurul de la 4.03.1977 (fig. 2.14).

Tipul rocilor din zonele în care sînt cercetate avariile, precum și alte elemente, ca nivelul apei subterane, grosimea formațiunilor slab consolidate, panta terenului etc. influențează, la rîndul lor, intensitatea seismică, atît prin intermediul factorului dinamic, cît și prin intermediul factorului geomecanic. Este bine cunoscut că structuri constructive asemănătoare, situate în apropiere, dar amplasate pe terenuri de natură diferită pot suferi efecte deosebite.

Statisticile întocmite în Japonia cu ocazia cutremurului din 7 decembrie 1944 au arătat că gradul de distrugere a fost cu mult mai mare pe terenurile slabe, decît în terenurile tari, ce pot fi încadrate în categoria rocilor de bază

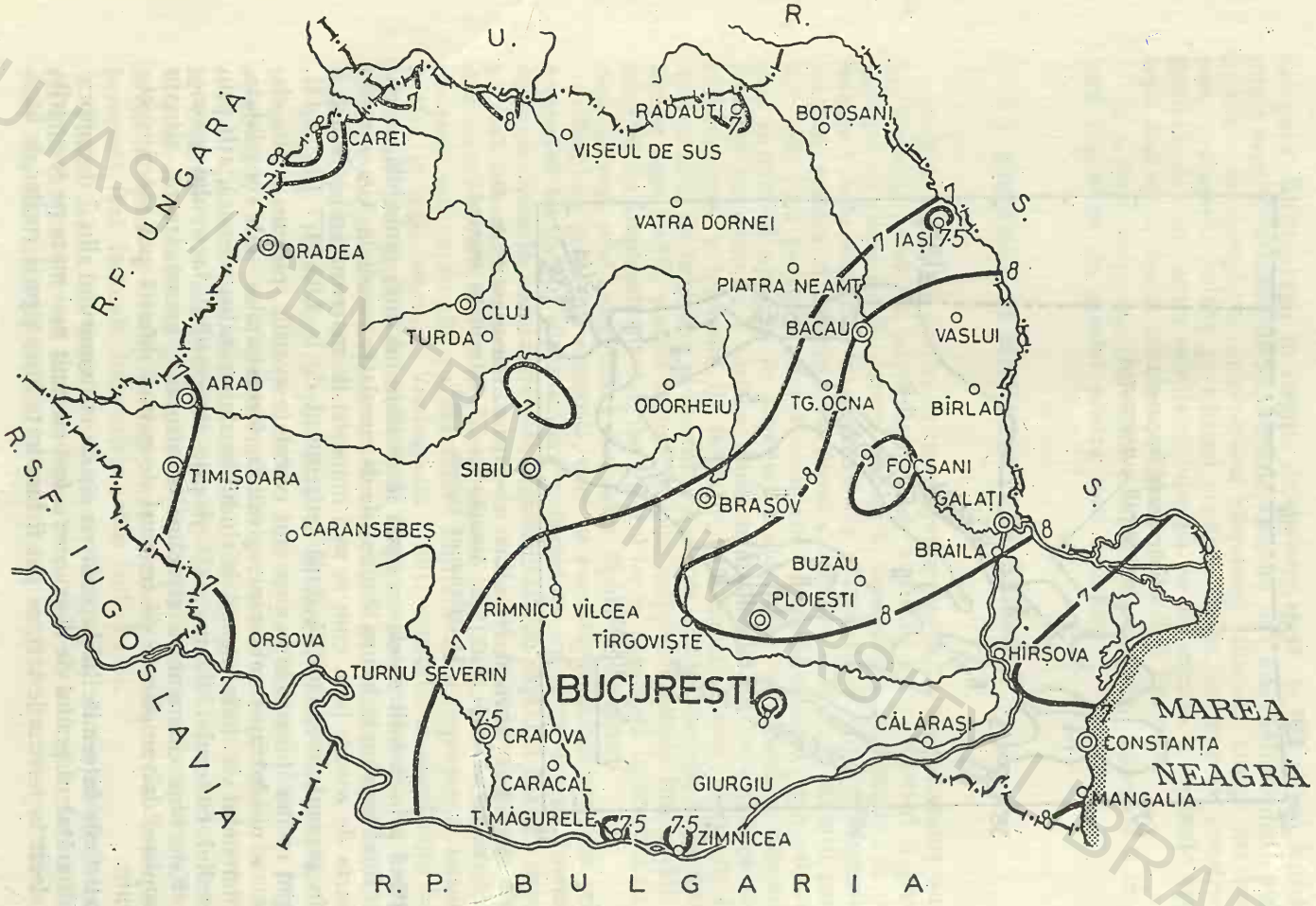



Fig. 2.14. Hartă cu izoseiste (grade MSK) pentru teritoriul României alcătuită pe baza informațiilor seismologice și seismotectonice cele mai recente.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

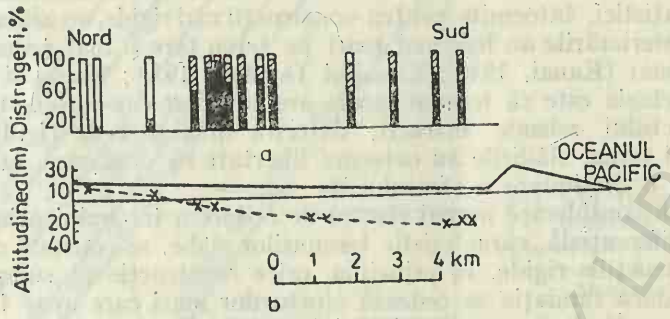



Fig. 2.15. Relația dintre tipul și grosimea formațiunilor superficiale și gradul de distrugere pentru cutremurul Tonankai din 7.12.1944. Magnitudine 8. Prin linie plină este reprezentat în graficul *b* suprafața topografică, iar prin linie punctată limita inferioară a formațiunii superficiale argiloase. În graficul *a*, ariile înnegrite, haşurate și albe sînt proporționale, respectiv, cu procentele de clădiri distruse, parțial afectate și neafectate (după Ooba, 1957).

(fig. 2.15 și 2.16). O serie de studii au arătat de asemenea, existența unei corelații între gradul de distrugere și grosimea aluviunilor, ca de exemplu în cazul cutremurului din Kwanto (1923) (fig. 2.17). În interpretarea acestor rezultate trebuie avut în vedere tipul clădirilor tradiționale japoneze care, prin materialele folosite și arhitectura specifică, pot fi încadrate în categoria construcțiilor flexibile.

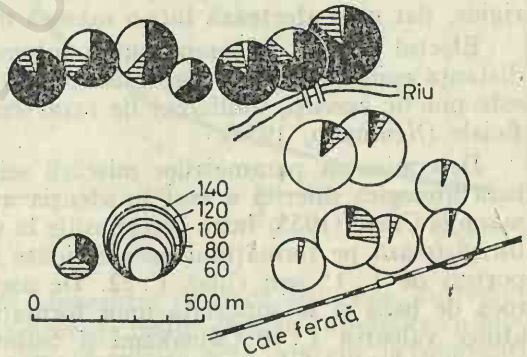



Fig. 2.16. Distrugerile provocate de cutremurul Tonankai 7.12.1944 în localitatea Fukuroi, Japonia. Suprafețele înnegrite, haşurate și albe indică numărul de clădiri distruse, respectiv afectate și neafectate din diversele zone. La nord de riu construcțiile se găsesc pe teren argilos; la sud apare la zi roca de bază consolidată (după Ooba, 1957).

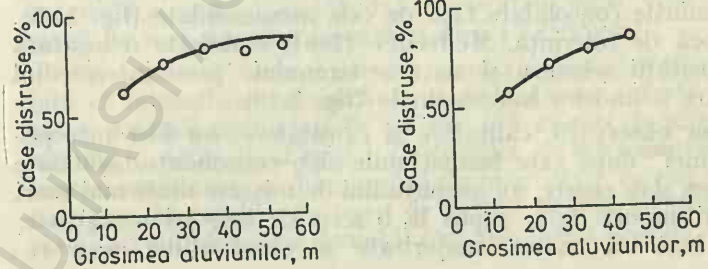



Fig. 2.17. Corelația dintre grosimea aluviunilor și procentul distrugerilor în două zone din Yokohama pentru cutremurul Kwanto din 1923 (după Omote, 1949).

Alte statistici, întocmite pentru construcții mai rigide, au arătat o corelație inversă : deteriorările au fost mai mari pe teren tare și mai reduse pe teren slab, aluvionar (Kanai, 1949 ; Kanai și Tamaka, 1950 ; Kanai și Yoshizawa, 1951). Concluzia este că terenul moale are în acest caz un efect de amortizare a efectului seismic întrucît, datorită diferenței de rigiditate dintre structură și teren, clădirile au oarecare libertate de deplasare, ceea ce poate conduce la o diminuare a efectului de șoc.

Luînd în considerare numai efectul de cedare a terenului prin fenomenul de tasare diferențială, caracteristic terenurilor slabe, se constată că sînt favorizate construcțiile rigide. În principiu, orice construcție va suferi distrugeri însemnate dacă fundația sa cedează eforturilor mari care apar în aceste situații. De regulă, însă, construcțiile rigide au fundații mai rezistente, astfel încît vor fi afectate în special construcțiile mai puțin rigide.

Din cele de mai sus rezultă că putem schematiza modul de acțiune al mișcării seismice asupra construcțiilor de diferite tipuri, amplasate pe terenuri de naturi diferite, astfel :

— pe terenurile tari, construcțiile sînt supuse în principal la forțe pur dinamice, care provoacă deteriorări grave construcțiilor rigide, dar afectează într-o măsură mai mică structurile flexibile. Situații mai deosebite pot să apară atunci cînd perioada proprie de vibrație a structurii se apropie de perioada predominantă a mișcării seismice ;

— pe terenurile slabe, clădirile sînt supuse unor efecte secundare datorate unor procese de lichefiere și densificare, care conduc în ultimă instanță la micșorarea sau pierderea coeziunii rocilor. Ca rezultat se produc tasări diferențiale ale terenului ce pot provoca distrugeri însemnate clădirilor puțin rigide, dar care afectează într-o măsură mai mică construcțiile rigide.

Efectul tipului de teren asupra intensității seismice depinde însă și de distanța epicentrală. S-a constatat astfel că în zona epicentrală intensitatea este practic aceeași, indiferent de caracterul geologic al formațiunilor superficiale (Neumann, 1954).

Determinarea parametrilor mișcării seismice în cazul terenurilor de natură litologică diferită a stat în atenția a numeroși cercetători. După Neumann și Cloud (1955) între accelerațiile la roca de bază și accelerațiile care se înregistrează pe formațiuni neconsolidate situate în apropiere pot exista raporturi de 1 : 15 sau chiar 1 : 22. De asemenea raportul amplitudinilor la roca de bază și la suprafața unor formațiuni slabe saturate cu apă poate atinge valoarea 1 : 10 (Minakami și Sukuma, 1948 ; Gutemberg 1957). În ceea ce privește deformația terenului, ea este după Medvedev (1963) de 15 ori mai mică în terenurile consolidate față de cele neconsolidate (fig. 2.18). Luînd granitul ca rocă de referință, Medvedev (1961) stabilește o legătură între creșterea intensității seismice și natura terenului, prin intermediul vitezelor de propagare a undelor longitudinale (fig. 2.19).

Rezultatele acestor observații, calitative și cantitative, au fost încorporate în „teoria gelatinei" după care formațiunile slab consolidate, asimilate unui material gelatinos slab coeziv, au amplitudini de mișcare mult mai mari decît acelea ale unui suport rigid, supus la o serie de mișcări neregulate. Trebuie accentuat însă că marea majoritate a observațiilor s-au re-

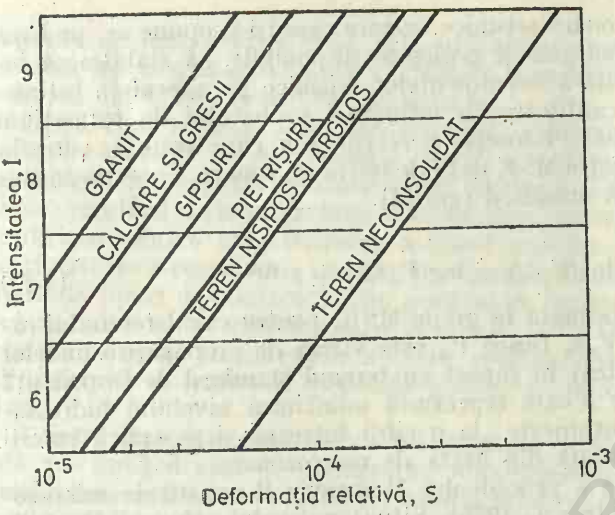



Fig. 2.18. Deformația relativă ($S$) în diferite tipuri de roci pentru intensități seismice ($I$) cuprinse între 6 și 9 (după Medvedev, 1963).

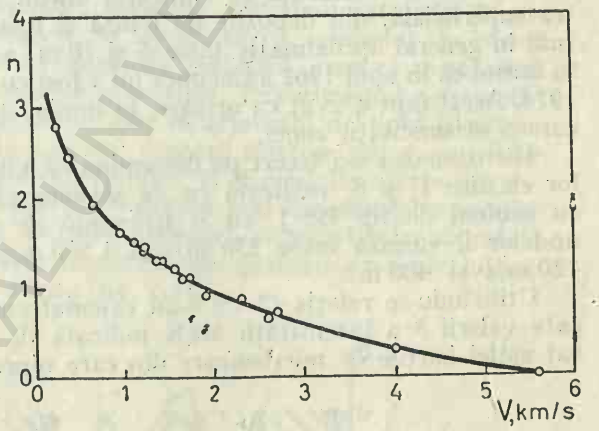



Fig. 2.19. Creșterea intensității seismice ($n$) pe diferite tipuri de roci în raport cu intensitatea înregistrată pe o rocă granitică, creștere exprimată prin intermediul vitezei de propagare a undelor seismice longitudinale (după Medvedev, 1961).

ferit la cutremure superficiale, cu hipocentre de mică adîncime, cutremure caracterizate prin generarea unor frecvențe înalte. Pentru cutremure cu hipocentre adînci, așa cum sînt de exemplu cutremurele vrîncene, în compoziția spectrală a mișcării predomină frecvențele joase, ceea ce face ca unele concluzii de mai sus să nu poată fi direct extrapolate.

Ca urmare a tuturor acestor rezultate teoretice și experimentale, s-a stabilit că intensitatea seismică, la o distanță epicentrală dată, variază în funcție de factorii enumerați în limitele a 4 unități de intensitate pe scările MM sau MSK. Obiectivul inițial al studiilor de microzonare seismică a fost evaluarea cantitativă a diferențelor de intensitate ce pot să apară pe suprafețe restrînse, în condiții de teren de natură litologică diferită, cu morfologia variată, nivel hidrostatic deosebit etc. Sub forma aceasta, microzonarea seismică

a constituit o detaliere a zonării seismice, zonare care își propune ca, pe baza tuturor informațiilor seismologice și geologice disponibile, să stabilească intensitatea maximă probabilă a evenimentelor seismice pe suprafețe întinse.

Pentru caracterizarea cantitativă a influenței pachetului de formațiuni superficiale, Medvedev (1961) folosește o relație din care rezultă corecția la valoarea intensității seismice MSK dată de harta de zonare. Corecția se stabilește în raport cu o rocă standard (granit).

Relația de calcul este :

$$n = 1{,}67[\log(V_s\delta_s) - \log(V_n\delta_n)] + e^{-0{,}04\,h^2} \qquad (2.45)$$

în care $n$ este corecția, exprimată în grade MSK, pentru cazul terenului caracterizat prin impedanța $V_n\delta_n$ (unde $V_n$ este viteza de propagare a undelor elastice iar $\delta_n$ este densitatea) în raport cu terenul standard de impedanță $V_s\delta_s$ ; în relație mai apare $h$ care reprezintă adîncimea nivelului hidrostatic. Corecția rezultată se rotunjește la o cifră întreagă și se aplică valorii regionale a intensității obținută din harta de macrozonare.

Un exemplu de utilizare a procedeului Medvedev îl constituie microzonarea orașului Galați (Mândrescu, 1976). Situat pe malul stîng al Dunării, nu departe de confluența cu rîul Siret orașul are un subsol alcătuit, în partea superficială, din depozite de terasă și loessoide. Nivelul hidrostatic, situat în general aproximativ între 5 și 10 m, a prezentat o variație în timp, în sensul că în anul 1962 adîncimea lui a fost cu cca 1—4 m mai mare decît în 1974. Acest fapt a avut ca urmare, în lumina teoriei lui Medvedev, o modificare a seismicității zonei.

Microzonarea s-a bazat pe determinarea vitezelor de propagare ale undelor elastice P și S, realizată cu un seismograf portabil tip $FS_3$-Huntec și cu geofoni de tip HS-J cu o frecvență de rezonanță de 14 Hz. Vitezele undelor P variază între 250 m/s și 1 500 m/s iar cele ale undelor S între 120 m/s și 400 m/s.

Utilizîndu-se relația (2.45) s-au calculat corecțiile „n" care au fost aplicate valorii 8 a intensității MSK indicată de zonarea seismică. S-au realizat astfel hărțile de microzonare din care reproducem în figura 2.20 pe cele

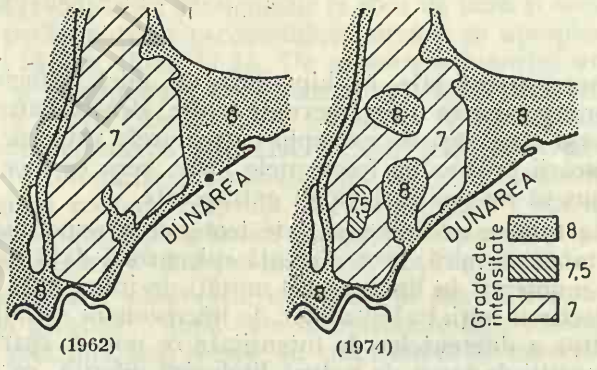



Fig. 2.20. Harta de microzonare a orașului Galați prin procedeul Medvedev (după Mândrescu, 1976).

obținute, în anii 1962 și 1974, prin utilizarea vitezelor undelor P. Din examinarea lor se poate constata o creștere a seismicității, în zona centrală a orașului, cu 0,5—1 grade de intensitate.

După cum rezultă, influența terenului asupra mișcării seismice este redată, în metoda de microzonare Medvedev, prin intermediul unui singur parametru, reprezentat de intensitatea seismică. Luînd în considerare obiectivele cercetării și ale proiectării în construcții, acest unic parametru este însă insuficient pentru caracterizarea acțiunii seismice. De asemenea nu pot fi exprimate pe această cale condițiile variabile de amplasament pe care le au diferitele tipuri de construcții din punctul de vedere al solicitărilor dinamice. Pentru acest scop sînt necesare elemente cantitative și anume parametrii mișcării seismice (accelerațiile maxime posibile, viteze, deplasări) și parametrii dinamici ai terenului (perioada proprie de mișcare, coeficienți de amplificare).

Printre metodele moderne de microzonare seismică se află și metoda bazată pe înregistrarea și prelucrarea microseismelor, adică a mișcărilor de amplitudine redusă ale suprafeței solului produse de cauze naturale sau artificiale (traficul rutier, activitatea industrială, acțiunea vîntului etc.).

Sursele de mișcare, cu caracteristici variabile, distribuite statistic în suprafață, excită formațiunile geologice. Se apreciază că zgomotul de bandă largă produs de surse este filtrat de secțiunea geologică, ceea ce se măsoară fiind de fapt caracteristica de transfer a acesteia. Experimental s-a stabilit că distribuția perioadelor microseismelor este determinată de tipul și natura terenului. Mai mult decît atît, la spectrul mișcării microseismice contribuie nu numai formațiunile superficiale (aluviunile), ci și celelalte strate din secțiunea geologică, în funcție de raportul grosimilor și al impedanțelor acustice ale acestora. Se pare că întreaga secțiune geologică cuprinsă între suprafață și o anumită adîncime se manifestă în distribuția perioadelor și nivelul amplitudinilor microseismelor înregistrate (fig. 2.21).

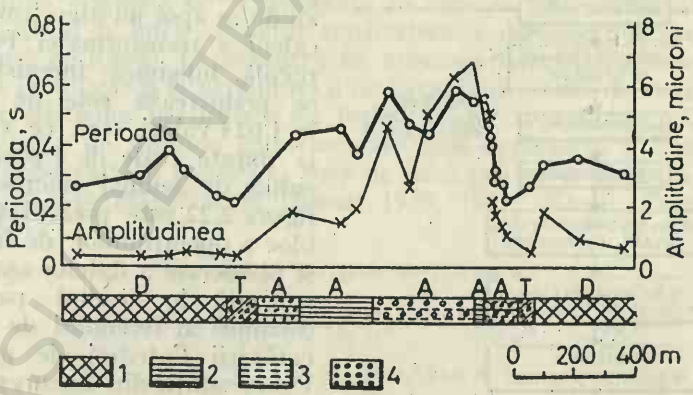



Fig. 2.21. Influența constituției litologice a terenului asupra perioadei predominante și amplitudinii maxime a microseismelor înregistrate în zona Misaki, Tokyo, Japonia (după Kanai, Tanaka, Osada, 1957):
*1* — mîl; *2* — argilă; *3* — nisip; *4* — pietriș.

În scopul utilizării microseismelor în zonarea seismică s-au elaborat o serie de procedee de înregistrare și prelucrare a acestora. Dintre acestea menționăm procedeul Sherif-Bostrom aplicat la microzonarea orașului Salonic (1974).

Măsurătorile de teren constau din înregistrarea componentelor verticale Z, orizontale NS și EV ale mișcării seismice în mai multe stații. Se consideră că semnalul microseismic este, în primă aproximație, staționar. Abaterile de la această ipoteză sînt eliminate prin înregistrări repetate în același loc, în mod practic efectuîndu-se două înregistrări pentru fiecare componentă în toate punctele de observație. Metodica de lucru prevede stabilirea unui punct de referință în care se execută măsurători simultane cu cele din stațiile curente.

Prelucrarea constă în aplicarea transformatei Fourier semnalelor înregistrate, cu ajutorul unor programe de calcul. Pentru fiecare componentă sînt obținute două spectre corespunzătoare la cele două eșantioane, care ulterior sînt mediate. În final se efectuează media celor trei componente din stația prelucrată, spectrele fiind netezite cu ajutorul unui filtru numeric trece jos.

Pentru executarea rapidă a operațiilor de înregistrare și prelucrare s-au pus la punct dispozitive speciale. Înregistrarea semnalelor provenite de la traductori se efectuează pe bandă magnetică, acestea fiind în prealabil digitalizate cu o perioadă suficient de mică pentru a putea asigura, conform teoremei Shannon-Kotelnikov, frecvența limită superioară dorită (15—20 Hz). Frecvențele care depășesc limita superioară admisă sînt de la început filtrate instrumental, pentru a evita apariția pe înregistrare a fenomenului de „aliasing".

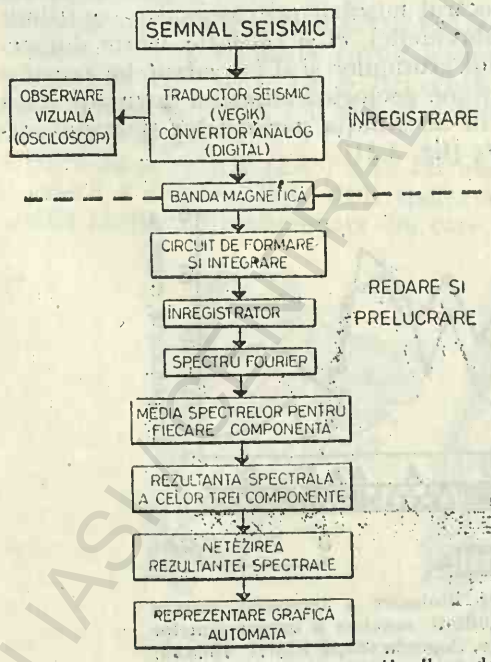



Fig. 2.22. Schema bloc a operațiunilor de înregistrare și prelucrare a microseismelor.

În cadrul operațiunilor de redare și prelucrare, datele sînt trecute de pe bandă pe cartele perforate, utilizîndu-se apoi un algoritm rapid de calcul a transformatei Fourier. De regulă, lungimea înregistrărilor ce se prelucrează este de 128 pînă la 1 024 valori, ceea ce corespunde la durate reale de 4 pînă la 10 secunde de semnal microseismic. În figura 2.22 este prezentată schema bloc a operațiunilor de înregistrare și prelucrare a datelor așa cum este utilizată în studiul parametrilor dinamici ai terenului de către cercetătorii Catedrei de geofizică a Universității din București.

Pe baza spectrelor calculate se obțin frecvențele predominante ale terenului în fiecare punct de observație, precum și coeficienții de am-

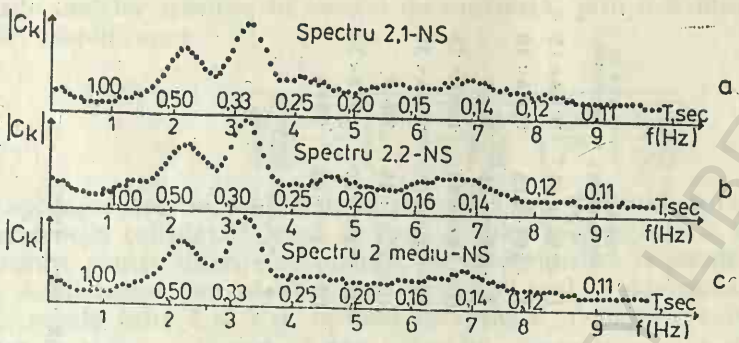



Fig. 2.23. Spectre Fourier de microseisme obținute la un punct de observație din București:

*a* și *b* — spectre obținute pentru două înregistrări distincte în scopul verificării ipotezei de staționaritate; *c* — spectrul mediu.

plificare ai terenului, din raportul spectrelor în cele două stații măsurate simultan (stația curentă și stația de referință).

Exemple de spectre de microseisme sînt prezentate în figura 2.23 pentru un punct de observație din București. Din primele două spectre, corespunzătoare celor două înregistrări, se constată că ipoteza de staționaritate este îndeplinită. Pe spectrul mediu se distinge în mod clar perioada predominantă care corespunde perioadei proprii de mișcare a terenului.

Rezultatele acestei metode se concretizează în final prin hărți și profile pe care sînt conturate zone distincte din punctul de vedere al perioadelor predominante și al factorilor de amplificare (fig. 2.24).

Sub o formă oarecum asemănătoare, procedeul de microzonare, bazat pe studiul microseismelor, este utilizat și în Japonia.

O metodă originală de microzonare în care se ține seama atît de tipul terenului, cît și de unele elemente cantitative ce definesc mișcarea seismică, este propusă de Kanai. El consideră că mișcarea terenului la suprafață poate fi descrisă de mișcarea la nivelul rocii de bază, plus o serie de modificări datorate caracteristicilor particulare ale formațiunilor superficiale. Autorul stabilește o serie de formule empirice care dau deplasarea $\bar{a}$ (cm), viteza $\bar{v}$ (cm/s) și accelerația $\bar{a}$ (cm/s$^2$) la roca de bază pentru o distanță epicentrală $\Delta$ (în km) și o magnitudine $M$ (Kanai 1958, 1961; Kanai, Tanaka, Yoshizawa, 1966):

$$\bar{a} = 0{,}034\, T \cdot 10^{0{,}61\, M - 1{,}73 \log \Delta}$$

$$\bar{v} = 0{,}213 \cdot 10^{0{,}61\, M - 1{,}73 \log \Delta} \qquad (2.46)$$

$$\bar{a} = \frac{1{,}31}{T} \cdot 10^{0{,}61\, M - 1{,}73 \log \Delta}$$

În aceste relații $T$ este perioada undelor seismice.

Cunoscînd perioada predominantă a mișcării terenului $T_0$ din înregistrări de microseisme, precum și raportul impedanțelor acustice ale stratului

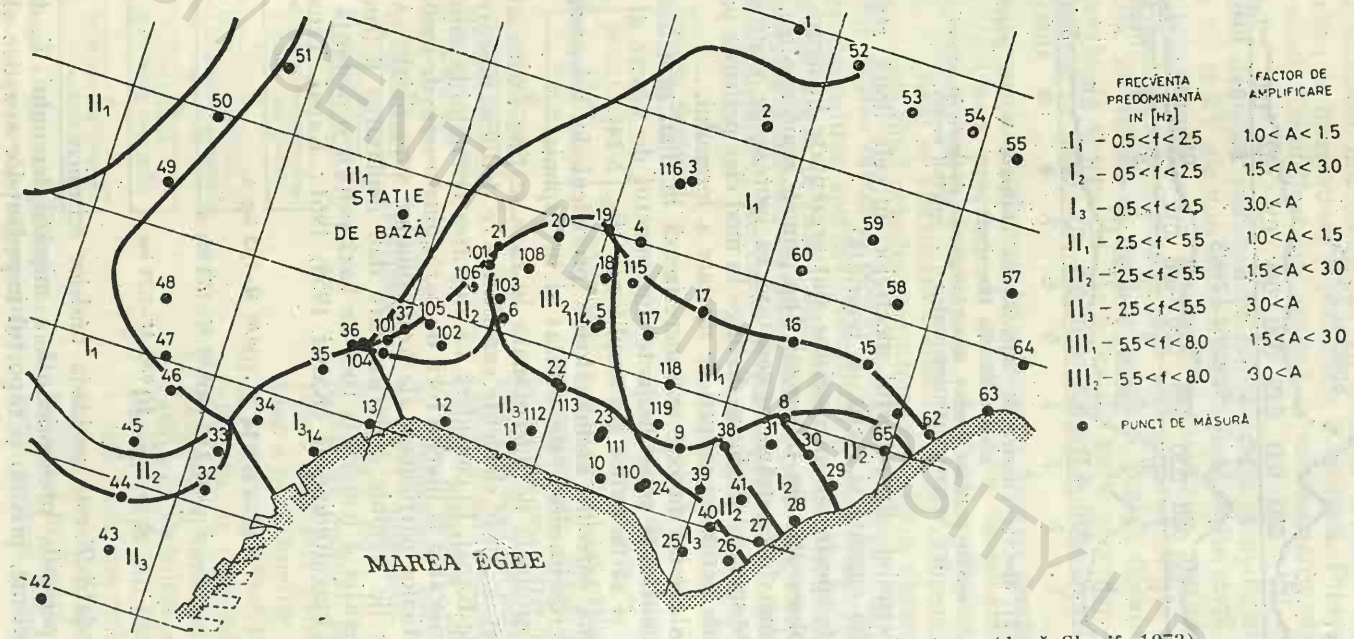



Fig. 2.24. Harta de microzonare a Salonicului prin procedeul Sherif-Bostrom (după Sherif, 1973).

BCU IAȘI / CENTRUL UNIVERSITY LIBRARY

superficial și rocii de bază $C = \delta_1 V_1 / \delta_2 V_2$, o formulă semiempirică descrie modificările undelor seismice în stratul de suprafață, prin intermediul unui factor de amplificare:

$$G(T) = 1 + \frac{1}{\sqrt{\left\{\frac{1+C}{1-C}\left[1-\left(\frac{T}{T_0}\right)^2\right]\right\}^2 + \left\{\frac{1{,}5C}{\sqrt{T_0}}\left(\frac{T}{T_0}\right)\right\}^2}} \qquad (2.47)$$

Prin aplicarea acestui procedeu s-a constatat experimental că raporturile dintre accelerația calculată la roca de bază și valorile observate la suprafață sînt constante pentru diferite cutremure, ele corespunzînd factorului de amplificare. Acest factor pare să aibă deci un suport real; valoarea sa este cuprinsă de regulă între 2 și 5 și, în mod excepțional, depășește valoarea 10.

În ultimul timp se conturează o tendință din ce în ce mai clară de evaluare cantitativă a fenomenului seismic, avînd în vedere implicațiile sale. Deoarece fenomenul seismic este prin esență aleatoriu, problemele se pun în prezent în termeni specifici calculului probabilităților. În acest context s-a introdus noțiunea de „risc seismic", care în esență este probabilitatea de apariție a unui efect seismic (intensitate, accelerație maximă etc.) pe un amplasament într-o perioadă de timp dată, superior unui nivel prestabilit. Această noțiune se materializează în cadrul zonării seismice a unui teritoriu sub forma unor hărți pentru diferite perioade de timp (20 ani, 50 ani, 100 ani etc.). Pe aceste hărți se delimitează zonele cu același nivel potențial (ex. grad de intensitate 8) și cu o probabilitate egală (ex. 10%) de a fi depășit în intervalul de timp pentru care este construită harta. Elementele pentru întocmirea hărților de risc seismic sînt în principal: statistica activității seismice în decursul istoriei a tuturor zonelor potențiale de producere a cutremurelor extrapolată pentru viitor (predicția statistică), datele privind atenuarea undelor seismice pe distanța focar-amplasament, precum și considerații de natură geotectonică, care pot indica prezența unor zone cu manifestări seismice inexistente sau slabe în decursul istoriei, ce pot deveni active în viitor. O serie de informații extrem de utile pot fi obținute prin aplicarea metodelor de cercetare geofizică, în special atunci cînd se studiază amplasamentele unor obiective de mare importanță economică (centrale electrice nucleare, mari acumulări hidroenergetice etc.).

## 2.4. SEISMICITATEA INDUSĂ

Cutremurele pot fi generate și de cauze artificiale, rezultat al unei activități umane. În prezent se cunosc 4 tipuri de activități prin care omul poate provoca („man-made earthquakes") neintenționat cutremure și anume: construirea unor baraje înalte, prin care se formează acumulări importante de apă, efectuarea de mari excavații subterane în cadrul lucrărilor miniere, injecțiile cu fluide în roci la adîncime și efectuarea de mari explozii nucleare subterane.

Studiul seismicității induse constituie o necesitate imperioasă în etapa actuală, deoarece pe glob s-au construit și se află în faza de execuție un număr mare de baraje, a căror avariere implică riscuri deosebite.

Studiul seismicității induse presupune două direcții de cercetare. O primă direcție privește aspectul geofizic al fenomenului, avîndu-se în vedere stabilirea condițiilor de înregistrare a seismelor, determinarea poziției epicentrelor și a hipocentrelor în raport cu construcțiile hidrotehnice, exploatările miniere sau celelalte activități care generează fenomene seismice, analiza corelațiilor dintre caracteristicile fenomenului seismic și condițiile de exploatare a acumulării hidroenergetice sau a zăcămintelor miniere. O a doua direcție de cercetare urmărește explicarea mecanismului de producere a fenomenului, ceea ce poate conduce la stabilirea măsurilor care pot fi luate pentru limitarea fenomenului și chiar la o mai bună înțelegere a seismicității naturale.

*Seismicitatea indusă la baraje.* Din anul 1945, cînd Carder a observat pentru prima oară o legătură între activitatea seismică locală și realizarea lacului de acumulare Mead (barajul Hoover) din Colorado (SUA), fenomene similare s-au observat la peste 30 de lacuri de acumulare din întreaga lume, fiind prezentate de Carder (1970), Rothé (1970, 1973), Gupta et al. (1972, a, b, 1973), Bozović (1974), Lomnitz (1974), Gupta și Rastogi (1976), Simpson et al (1976).

Seismicitatea indusă acoperă un domeniu larg de magnitudini (M) de la microcutremure cu $M < 0$, detectabile numai cu seismografe foarte sensibile, și pînă la cutremure puternice, care pot provoca victime și mari pagube materiale, ca în cazul barajelor Hsinfengkiang (China, 1962, $M = 6{,}1$), Kariba (Rhodezia, 1963, $M = 5{,}8$), Kremasta (Grecia, 1966, $M = 6{,}3$) și Koyna (India, 1967, $M = 6{,}5$). La barajele Koyna și Hsinfengkiang, în afara pierderilor de vieți omenești și a pagubelor materiale, s-au produs și fisuri importante în structura barajelor.

La barajul Vajont (Italia), în 1963, o mare alunecare de teren atribuită seismicității induse de rezervor a produs o undă de apă, care a deversat barajul, provocînd numeroase victime. Aceste dezastre au trezit interesul seismologilor și altor specialiști pentru studierea seismicității induse. Preocuparea sporită pentru securitatea barajelor deja existente și a celor aflate în curs de construcție a făcut ca, în conformitate cu o recomandare UNESCO din 1973, în numeroase țări ale lumii, printre care și România, lacurile de acumulare să fie supravegheate din punct de vedere seismic.

*Caracteristicile și tipurile de seismicitate indusă.* Comun pentru activitatea seismică la baraje este faptul că focarele cutremurelor sînt puțin adînci și se găsesc în imediata apropiere a acumulării. Activitatea seismică indusă prezintă unele caracteristici seismologice specifice cum sînt: numărul crescut al seismelor premergătoare, reducerea lentă a postactivității seismice, raportul deosebit de mare între magnitudinea seismului principal și a seismului cel mai puternic din seria postactivității, ca și valoarea $b$ mai mare în relația frecvență-magnitudine ($\log N = a - b\,M$ (Richter, 1958), unde $N$ este numărul de seisme, $M$ — magnitudinea, iar $a$ și $b$ sînt constante). Magnitudinea șocului principal, magnitudinea șocului cel mai puternic din seria

de postşocuri, raportul dintre ele şi valoarea lui $b$ sînt prezentate în tabelul 2.1. după H. Gupta et al. (1972, b, c), pentru seismele induse la cîteva rezervoare. Frecvenţa semnalului seismic indus este cuprinsă de regulă în intervalul 2—20 Hz.

*Tabelul 2.1*

| Regiunea | Magnitudinea şocului principal $M_0$ | Magnitudinea şocului cel mai puternic din seria de postşocuri $M_1$ | $M_1/M_0$ | Valoarea coeficientului $b$ |
|---|---|---|---|---|
| Lake Mead | 5,0 | 4,4 | 0,88 | 1,40 |
| Monteynard | 4,9 | 4,5 | 0,92 | 0,72 |
| Mangla | 3,5 | 3,3 | 0,94 | 0,96 |
| Koyna | 6,0 | 5,2 | 0,83 | 1,28 |
| Kariba | 6,1 | 6,0 | 0,98 | 1,03 |
| Kremasta | 6,2 | 5,5 | 0,89 | 1,12 |

Manifestările seismicităţii induse cunoscute pînă în prezent (Simpson 1976), consemnate în tabelul 2.2, se pot împărţi în 5 categorii :

*Cutremure induse puternice.* Sînt cunoscute 6 cazuri (Koyna, Kremasta, Ksinfengkiang, Kariba, Hoover şi Marathon) de cutremure cu magnitudini $M > 5$, însoţite de o largă serie de preşocuri şi postşocuri. În aceste zone s-a constatat o schimbare majoră a seismicităţii regiunii, ca urmare a prezenţei acumulării.

*Cutremure induse medii.* Sînt cunoscute 12 cazuri de cutremure induse cu magnitudini cuprinse între 3 şi 5. În asemenea situaţii, în baza unor informaţii anterioare, legătura dintre seismicitate şi acumulare se bazează pe coincidenţa în timp dintre creşterea activităţii şi umplerea rezervorului. În două cazuri (Talbingo, Australia şi Kurobe, Japonia), înregistrările efectuate au arătat că seisme de amplitudinea celor măsurate după realizarea acumulării nu au existat anterior.

*Modificări în activitatea microseismică.* La trei acumulări, cu toate că nu au fost înregistrate cutremure, s-au produs modificări sesizabile în activitatea seismică locală (microcutremure cu magnitudinea $M < 2{,}5$). Este foarte probabil ca acest efect să fie foarte răspîndit, dar este insuficient cunoscut din lipsa unor instrumente sensibile.

*Modificări temporare ale seismicităţii.* Sînt cunoscute 5 acumulări la care activitatea seismică a început după umplerea lor şi apoi a încetat sau s-a situat la un nivel foarte scăzut. În două cazuri (Oued Fodda, Algeria şi Camarillas, Spania) s-a considerat că modificarea condiţiilor hidrologice în anumite formaţiuni geologice este cauza activităţii seismice. În celelalte trei cazuri, activitatea seismică a fost pusă în legătură cu gradul de umplere a acumulării. La Contra (Elveţia), activitatea seismică a încetat după ce acumularea a fost golită şi reumplută. La Camarillas (Spania), activitatea a încetat după ce nivelul a fost coborît, în timp ce la Vouglans (Franţa) activitatea a apărut după o golire şi o umplere rapidă a acumulării.

*Descreşterea activităţii seismice după umplere.* Jacob et. al. (1976) raportează o descreştere a activităţii seismice naturale locale la rezervorul Tarbela

din Pakistan (unul dintre cele mai mari din lume), după prima umplere, care a avut loc în anul 1974. S-au mai observat scăderi ale activității seismice în zona rezervoarelor Flaming Gorge, Glen Canyon și Anderson (S.U.A.).

*Tabelul 2.2*

| Numele barajului | Țara | Înălțimea (m) | Volumul rezervorului ($\times 10^6$ m$^3$) | Anul începerii primei umpleri | Anul seismului principal | Magnitudinea sau intensitatea |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Cutremure induse puternice* | | | | | | |
| Koyna | India | 103 | 2 780 | 1964 | 1967 | 6,5 |
| Kremasta | Grecia | 165 | 4 750 | 1965 | 1966 | 6,3 |
| Hsinfengkiang | China | 105 | 10 500 | 1959 | 1962 | 6,1 |
| Oroville | SUA (Calif.) | 236 | 4 295 | 1968 | 1975 | 5,9 |
| Kariba | Rhodesia | 128 | 160 368 | 1959 | 1963 | 5,8 |
| Hoover | SUA (Ariz.) | 221 | 36 703 | 1936 | 1939 | 5,0 |
| Marathon | Grecia | 63 | 41 | 1930 | 1938 | 5,0 |
| *Cutremure induse medii* | | | | | | |
| Benmore | Noua Zeelandă | 118 | 2 100 | 1965 | 1966 | 5,0 |
| Monteynard | Franța | 155 | 240 | 1962 | 1963 | 4,9 |
| Kurobe | Japonia | 186 | 199 | 1960 | 1961 | 4,9 |
| Bajina-Basta | Yugoslavia | 89 | 340 | 1966 | 1967 | 4,5—5,0 |
| Nurek | URSS | 317 | 10 400 | 1969 | 1972 | 4,5 |
| Clark Hill | SUA (S.C.) | 67 | 2 500 | 1952 | 1974 | 4,3 |
| Talbingo | Australia | 162 | 921 | 1971 | 1972 | 3,5 |
| Keban | Turcia | 207 | 31 000 | 1973 | 1974 | 3,5 |
| Jocassee | SUA (S.C.) | 133 | 1 430 | 1972 | 1975 | 3,2 |
| Vajont | Italia | 261 | 61 | 1961 | 1963 | 3,2 |
| Grandval | Franța | 88 | 292 | 1959 | 1963 | 4,7 |
| Canalles | Spania | 150 | 678 | 1960 | 1962 | 4,7 |
| *Cutremure induse slabe* | | | | | | |
| Kamafusa | Japonia | 46 | 45 | 1970 | | 2,5 |
| Pieve de Cadore | Italia | 112 | 68 | 1949 | | 2,0 |
| Grancarevo | Yugoslavia | 123 | 1 280 | 1967 | | 1,0—2,0 |
| Hendrik-Verwoerd | Africa de Sud | 88 | 5 954 | 1970 | | 2,0 |
| Schlegeis | Austria | 130 | 129 | 1971 | | 0,0 |
| *Schimbări trecătoare în activitatea seismică locală* | | | | | | |
| Oued Fedda | Algeria | 101 | 228 | 1932 | | |
| Camarilles | Spania | 44 | 40 | 1960 | 1961 | |
| Piasta | Italia | 93 | 13 | 1965 | 1965 | 3,5 |
| Vouglans | Franța | 130 | 605 | 1968 | 1971 | VI—VII |
| Contra | Elveția | 220 | 86 | 1965 | 1965 | 4,5 |
| *Descreșterea activității seismice* | | | | | | |
| Tarbela | Pakistan | 143 | 13 687 | 1974 | | |
| Flaming Gorge | SUA (Utah) | 153 | 4 647 | 1964 | | |
| Glen Canyon | SUA (Ariz.) | 216 | 33 305 | 1964 | | |
| Anderson | SUA (Calif.) | 72 | 110 | 1950 | | |



BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Studiul seismicității induse are o importanță deosebită, deoarece contribuie la o mai bună înțelegere a seismicității naturale, a predicției cutremurelor și a controlului focarelor seismice. În general, s-a observat că o activitate seismică importantă poate apărea în vecinătatea unui baraj dacă înălțimea acestuia depășește 100 m, iar volumul de apă din lacul de acumulare este mai mare de $10^9$ $m^3$, chiar dacă barajul este situat într-o zonă considerată aseismică. În prezent se apreciază că înălțimea barajului este un factor mult mai important în declanșarea cutremurelor decît volumul de apă al rezervorului.

La finele anului 1975, după datele Comisiei internaționale a marilor baraje, existau în întreaga lume circa 275 baraje, cu înălțimi peste 100 m. Probabilitatea de apariție a unei activități seismice legate de crearea unui rezervor este de 1/10. Această probabilitate poate fi mai mare, deoarece foarte puține baraje sînt supravegheate din punct de vedere seismic în etapa actuală. Pe de altă parte această probabilitate nu este mică, avînd în vedere riscurile apreciabile pe care le implică producerea unui cutremur în apropierea unui baraj.

Cu toate că, pînă în prezent, cutremurele induse cele mai puternice ($M = 5-6$), nu au produs ruperi de baraje, accelerațiile înregistrate (0,5 g la barajul Koyna) sînt suficient de mari pentru ca problema să fie tratată cu atenție.

*Corelația între frecvența șocurilor și nivelul rezervorului de apă.* Factorii care influențează frecvența șocurilor asociate unui rezervor sînt: viteza de creștere a nivelului apei în lac, durata de încărcare, nivelul maxim atins, durata de menținere a nivelului maxim al lacului, viteza de golire și variațiile de nivel.

În multe cazuri au apărut cutremure puternice după o umplere rapidă. Fenomenul poate avea loc de asemenea și după o golire rapidă, urmată apoi de o umplere.

Un element important este intervalul de timp dintre prima umplere a lacului de acumulare și seismul major. Acesta variază în limite largi, de la cîteva zile (Kremasta—Grecia), sau săptămîni (Kariba—Rhodezia), și pînă la cîțiva ani (Hsinfengkiang—China, Koyna—India, Hoover, Oroville—SUA).

Curbele de retenție pentru cele șase lacuri de acumulare, în paralel cu durata (în ani) după începerea umplerii și magnitudinea șocului principal sînt prezentate în figura 2.25. Această variabilitate în modul de apariție în timp este în legătură cu mecanismul de producere a cutremurului.

*Cauzele seismicității induse.* Cutremurele care se declanșează la scurt timp după umplerea lacului sînt determinate de efor-

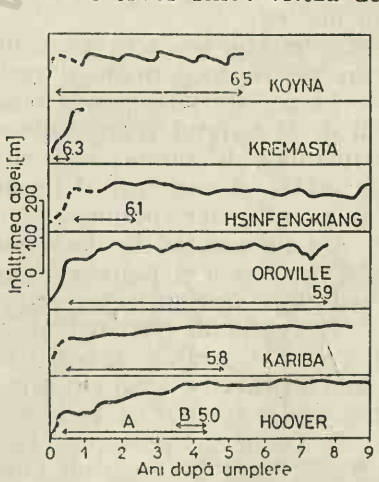



Fig. 2.25. Curbele de retenție, timpul și magnitudinile a șase seisme induse de rezervoare considerate cele mai puternice.

Săgeata (*A*) indică intervalul de timp dintre încheierea primei etape de umplere și momentul producerii seismului.

Pentru barajul Hoover săgeata (*B*) indică timpul scurs din momentul atingerii nivelului masiv în rezervor

turile care iau naștere ca urmare a sarcinii coloanei de apă. Cutremurele care se declanșează mai tîrziu sînt legate mai probabil de infiltrarea apei sub presiune în roci, proces care ar duce la creșterea presiunii interstițiale.

Un factor deosebit de important care condiționează apariția seismicității induse este starea de tensiune preexistentă a rocilor în masivul în care este amplasat barajul. Efectul combinat al creșterii sarcinii verticale și a presiunii din pori va duce la accentuarea activității seismice în zonele în care tensiunile în masiv sînt verticale (faliere normală). În zonele în care aceste tensiuni sînt orizontale, creșterea presiunii ca urmare a sarcinii suplimentare va avea un efect minim. La unele acumulări hidroenergetice, starea de tensiuni obținută ca urmare a determinării planului de faliere din înregistrările seismice este în concordanță cu starea de eforturi preexistentă în regiune. Aceste cutremure sînt toate de tip normal.

În vestul S.U.A., acele acumulări unde a apărut seismicitate indusă se află în regiuni cu tensiuni orizontale de extensie. Acumulările din regiunile cu tensiuni de comprimare orizontale nu au dus la o creștere a seismicității. Gough și Gough (1970, *b*) consideră că există trei căi prin care un rezervor poate declanșa o activitate seismică. Acestea sînt:

— efectul direct al tensiunilor de forfecare produse de sarcina coloanei de apă asupra planurilor de falie;

— efectul indirect, ca urmare a unor tensiuni suplimentare care poate duce la o stare critică de tensiune în cazul existenței unei tensiuni inițiale în masiv;

— efectul creșterii presiunii apei din pori (presiunii interstițiale), prin care eforturile normale și rezistența la forfecare a rocilor sînt diminuate.

La acestea adăugăm și observația lui Sheng (1973) pentru cazul seismului de la barajul Hsingfengkiang: argilizarea materialului aflat pe planele structurale de minimă rezistență și reducerea forței de forfecare. Încercările au arătat că coeficientul frecării interne se poate reduce în asemenea situații cu 15%, iar coeziunea materialului cu 50%.

Un rol esențial în declanșarea seismelor induse îl joacă condițiile tectonice, geologice și hidrogeologice. Astfel, după Simpson (1976), factorii care controlează seismicitatea rezervoarelor se grupează în 5 categorii:

1. Tensiunile preexistente (Stressul preexistent). Parametrii ce caracterizează tensiunile preexistente și care influențează activitatea seismică sînt: orientarea (regimul tectonic-normal, invers, de încălecare), mărimea tensiunilor (gradul de închidere a fisurației) și mărimea deformațiilor.

2. Condițiile geologice. Factorul de natură geologică care interesează cel mai mult îl constituie cunoașterea faliilor și anume: localizarea lor cu mare precizie, orientarea tensiunilor preexistente și induse și condițiile de fracturare și de permeabilitate.

3. Proprietățile hidrogeologice și mecanice ale rocilor. În această categorie sînt incluse: alcătuirea litologică, efortul de fracturare, coeficienții de frecare, porozitatea și permeabilitatea formațiunilor.

4. Condițiile hidrogeologice influențează seismicitatea rezervoarelor prin intermediul: nivelului hidrostatic (variațiile sezoniere), accesului apei din rezervor la sistemul de pînze de apă freatice și de falii și prin capacitatea de înmagazinare a sistemului de ape freatice.

5. Rezervorul. Sînt importanți următorii factori ce caracterizează rezervorul: înălțimea coloanei de apă (presiunea), volumul (masa), forma (variații spațiale și concentrarea tensiunilor precum și viteza de încărcare și golire).

Influența direcțiilor tensiunilor ($\sigma$) inițiale rezultă din analiza figurii 2.26 (Snow, 1972), pornindu-se de la un rezervor extins la infinit care generează tensiuni orizontale, în medie 0,43 din tensiunile verticale. Starea de tensiune este redată în sistemul de reprezentare a lui Mohr. Înfășurătoarea caracterizează stările limită de rupere sau curgere, la care se ajunge atunci cînd eforturile depășesc rezistența de rupere a rocilor. Sarcina în coloana de apă duce la o mărire a stării de tensiune cînd efortul principal maxim este orientat vertical. În cazurile cînd efortul principal maxim și cel intermediar este orientat orizontal, retenția de apă creată duce la o creștere a efortului principal minim, deci are un efect de stabilizare.

Așadar, efectul sarcinii în coloana de apă și creșterea presiunii apei în pori nu sînt suficiente pentru justificarea fenomenului seismic. Rolul principal revine stării de eforturi preexistente în masiv și de particularitățile geologice și tectonice ale fiecărei zone.

*Etapele de supraveghere a unui baraj.* Pentru asigurarea gradului maxim de protecție a barajelor și a populației din zonele învecinate, Conferința inter-

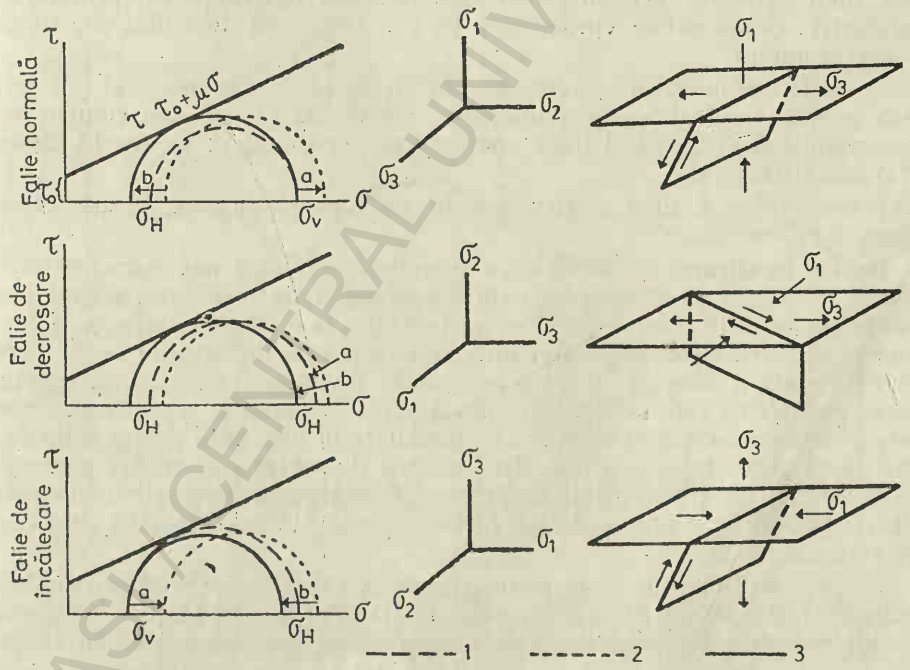



Fig. 2.26. Relația dintre sarcina coloanei de apă și schimbările presiunii apei din pori și fisuri în cazul fenomenelor de rupere a rocilor (după Snow, 1972):

$\sigma_1$, $\sigma_2$, $\sigma_3$, — eforturi; *1* — starea inițială; *2* — modificarea stării inițiale ca urmare a prezenței coloanei de apă; *3* — modificarea stării de eforturi ca urmare a schimbării presiunii apei din pori.

guvernamentală UNESCO privind evaluarea și diminuarea riscurilor seismice (Paris, 1976) a recomandat țărilor în care se proiectează mari lacuri de acumulare să organizeze o supraveghere seismică sistematică pentru a obține un control al zonelor hipocentrale și al parametrilor focarelor de cutremure din zonele lacurilor de acumulare, cu cel puțin doi ani înainte de începerea construcției barajelor.

Astfel, un baraj trebuie supravegheat în 4 faze și anume: înainte de construcție, în timpul construcției, în timpul primei umpleri și în perioada de exploatare.

În prima fază, se efectuează așa numitele măsurători de „zero" în care se stabilește fondul de seismicitate naturală locală. Dacă în această fază se înregistrează o activitate seismică locală este absolut necesară localizarea și controlul ei după umplerea rezervorului. Rezultatele din prima fază sînt foarte importante din două puncte de vedere. În primul rînd se determină activitatea seismică locală, astfel încît distribuția și frecvența seismelor înregistrate se va putea compara cu datele ce se vor obține în timpul umplerii rezervorului și a exploatării lui. Pe de altă parte, prin obținerea unor date utile înainte de construcție, acestea se vor putea folosi la proiectarea antiseismică a barajelor.

*Instrumentația de supraveghere seismică.* Pentru cunoașterea caracteristicilor unui cutremur într-un punct este necesară determinarea următorilor parametri: coordonatele epicentrului ($x$, $y$), adîncimea focarului ($z$), timpul și magnitudinea.

O stație seismologică se compune din 3 părți: 1) seismometrul (cu perioada proprie de 1 s), cu o componentă (verticală) sau cu trei componente (o componentă verticală și două componente orizontale); 2) amplificatorul și 3) înregistratorul.

Schema bloc a unei stații seismologice telemetrice este prezentată în figura 2.27.

Pentru localizarea seismelor care apar în vecinătatea unui baraj se recomandă instalarea unei rețele formată din minim 3 stații seismice telemetrice, amplasate în jurul rezervorului. Se poate utiliza și o singură stație cu 3 componente, dar în cazul existenței unei activități mai importante apare necesitatea montării unor stații seismice mobile. La amenajarea Argeș, funcționează o astfel de rețea constituită din 4 stații. Semnalele seismice recepționate de seismometre sînt amplificate, modulate în frecvență și apoi transmise prin radio spre stația centrală. În unitatea de recepție și redare a semnalului, situată la stația centrală de la baraj, semnalul seismic este demodulat, filtrat, amplificat și apoi redat pe hîrtie cu ajutorul unui dispozitiv de scriere cu cerneală.

Amplificarea acestor stații poate ajunge la 150 000—200 000 pentru frecvența de 1 Hz, sau la 1 000 000 pentru 10 Hz. Rețeaua de stații seismologice trebuie completată cu accelerografe pentru măsurarea accelerației în timpul cutremurelor. Prin instalarea acestora la nivelul fundației și la diferite nivele ale barajului se poate determina răspunsul fundației și al structurii la cutremurele naturale sau induse.

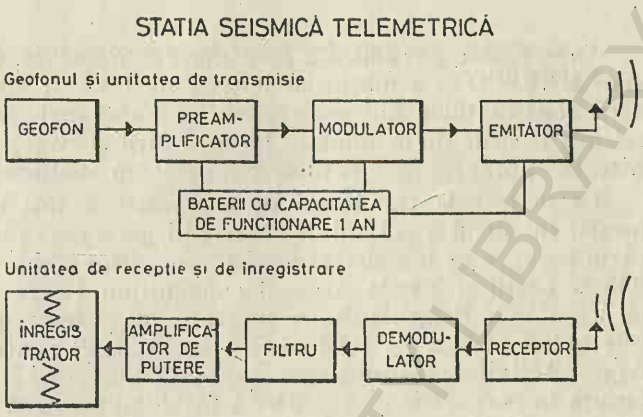



Fig. 2.27. Schema bloc a unei stații seismologice telemetrice.

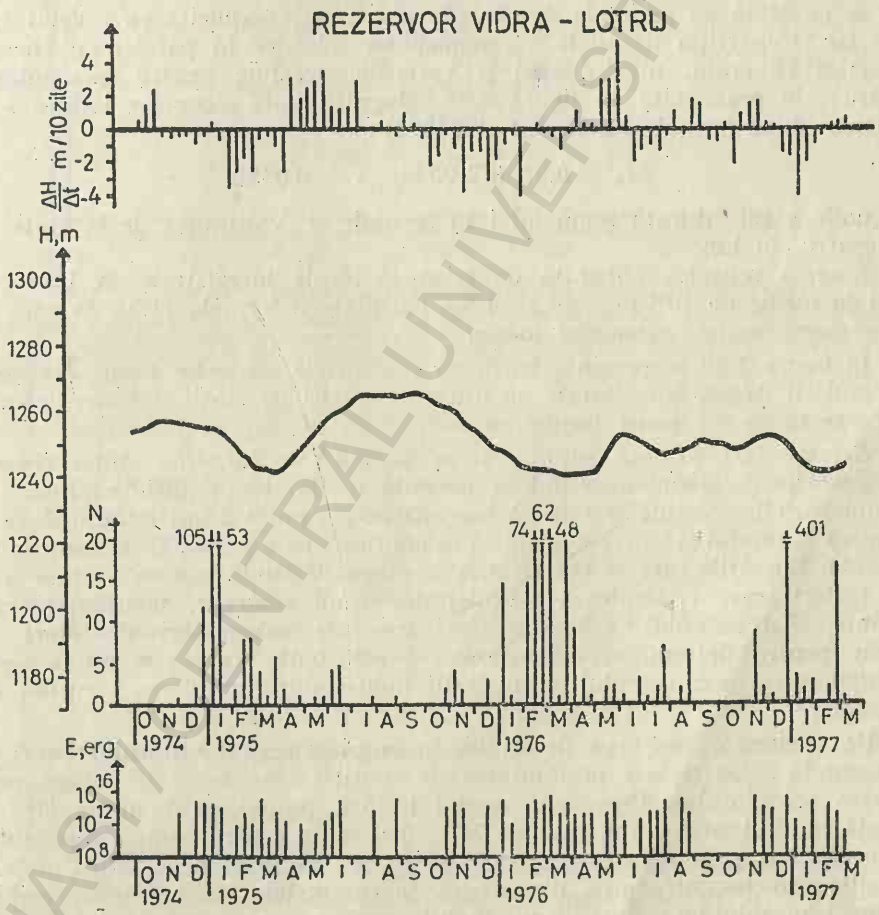



Fig. 2.28. Repartiția decadală a numărului $N$ de cutremure induse, în paralel cu energia seismică $E$ eliberată, nivelul apei $H$ și variațiile acestuia $\Delta H/\Delta t$ pentru acumularea Lotru în intervalul noiembrie 1974 — martie 1977.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Supravegherea seismică a barajelor din România.* Ca urmare a recomandărilor UNESCO și a măsurilor inițiate de I.S.P.H. pentru urmărirea comportării construcțiilor hidroenergetice, se supraveghează din punct de vedere seismic lacurile de acumulare Bicaz, Lotru și Argeș. Pentru viitor, se preconizează supravegherea tuturor barajelor cu înălțimea de peste 100 m.

La toate cele trei lacuri de acumulare a fost observată o seismicitate locală. În cursul a doi ani de observații, pe o rază pînă la 40 km în jurul fiecărui baraj, s-au înregistrat numeroase seisme locale și anume : 466 la Bicaz, 946 la Lotru și 250 la Argeș, cu magnitudini care variază între $M_L = -2$ și $M_L = +2$. Relațiile dintre magnitudini și frecvențe au furnizat următoarele valori ale lui $b$ : 0,90 pentru Bicaz, 0,89 pentru Lotru și 0,62 pentru Argeș. Activitatea seismică se manifestă îndeosebi la Bicaz și Lotru, de preferință în perioadele de coborîre a nivelului apei din lac, în timp ce la Argeș nu se constată pe perioada de observație o relație explicită cu nivelul apei din lac. Repartiția decadală a fenomenelor seismice în paralel cu energia seismică eliberată, nivelul apei și variațiile acestuia pentru acumularea Lotru este prezentată în figura 2.28. Magnitudinile seismelor induse s-au calculat după formula lui Lee et al. (1972) :

$$M_L = 0{,}87 + 2{,}00 \log_{10}\tau + 0{,}035\Delta$$

unde $\tau$ este durata semnalului în secunde și $\Delta$ distanța de la stație la epicentru, în km.

Energia seismică eliberată de seismele locale înregistrate la Lotru, a fost în medie de $10^{14}$ ergi pe zi și s-a calculat cu formula (2.3), în care $M$ este magnitudinea seismelor locale.

În figura 2.29 se prezintă harta cu epicentrele seismelor locale din zona acumulării Argeș, înregistrate cu ajutorul rețelei de stații seismice telemetrice instalate în jurul lacului.

*Recomandări privind supravegherea seismică a barajelor.* Interpretarea fenomenelor de seismicitate indusă necesită o abordare multidisciplinară și complexă. Observațiile trebuie să înceapă cu cel puțin 2 ani înainte de construirea barajului și se recomandă să se continue pe o perioadă de timp îndelungată. Lucrările care se vor efectua în etapa de studii trebuie să țină cont de factorii care controlează seismicitatea unui rezervor, menționați mai înainte. Este absolut necesară efectuarea de măsurători de efort în masiv pentru determinarea tensiunilor preexistente, care vor putea servi la înțelegerea mecanismului seismicității induse după umplerea lacurilor de acumulare.

De asemenea, în etapa de studii, în amplasamentul viitorului baraj se recomandă să se testeze posibilitatea de apariție a seismicității induse prin crearea rezervorului. Procedeul acestei testări, propus de Lomnitz (1974), constă în efectuarea unui foraj de 300—500 m în centrul amplasamentului viitorului baraj, foraj în care se va injecta apă sub presiune, gradat, pînă la apariția primelor cutremure. Bineînțeles, se vor instala stații seismice mobile în jurul forajului cu o lună de zile înainte pentru a se măsura fondul de seismicitate. Dacă, după umplerea rezervorului, va apărea o activitate seismică locală sînt necesare cercetări pentru determinarea cauzelor care provoacă

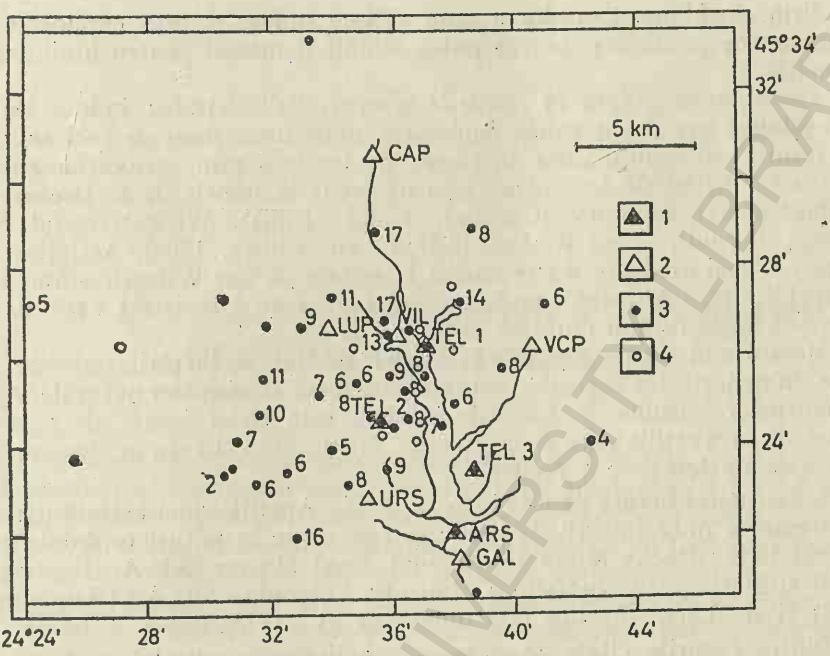



Fig. 2.29. Harta cu epicentrele seismelor locale din zona acumulării Argeș :

*1* — stații seismologice care au funcționat în perioada 29.04—27.05.1976 și 25.11.1976—1.02.1977. *2* — stații seismologice care au funcționat în perioada 29.04—27.05.1976 ; *3* — epicentrele localizate în perioada 25.11.1976—1.02.1977 ; *4* — epicentre localizate în perioada 29.04.1976—27.05.1976 (cifrele reprezintă adîncimea focarului în km).

aceste cutremure și pentru explicarea mecanismului de producere a lor. În acest sens se recomandă următoarele cercetări :

— localizarea epicentrelor care apar după umplerea lacului și întocmirea unei hărți cu distribuția lor și urmărirea lor în timp ;

— interpretarea distribuției epicentrelor, faliilor și zonelor de slabă rezistență în vederea determinării zonelor de activitate seismică (planurile de falie pe care se produc cutremurele) ;

— determinarea relației între activitatea seismică și fluctuațiile nivelului apei în lac pe baza unor observații zilnice, efectuate pe perioade îndelungate ;

— determinarea relației frecvență — magnitudine ;

— stabilirea corelației între magnitudinea cutremurelor, înainte și după încărcarea rezervorului ;

— calculul magnitudinilor și energiilor cutremurelor ;

— determinarea deplasărilor, vitezelor și accelerațiilor maxime.

În final, prin analiza statistică a înregistrărilor seismice și prin interpretarea acestor rezultate se vor putea determina coeficienții seismici care se folosesc în proiectarea antiseismică a construcțiilor industriale importante.

Prin elucidarea cauzelor acestor seisme induse și prin explicarea mecanismului de producere, se vor putea stabili și măsuri pentru limitarea fenomenului.

*Seismicitatea indusă la lucrările miniere.* Seismicitatea indusă de lucrările miniere are drept cauză deplasarea unor mase mari de roci sau falieri, ca rezultat al schimbărilor în starea de tensiuni prin excavațiile subterane efectuate. Astfel de fenomene, s-au observat la minele de la Brezove Hoty (Cehoslovacia), Sudbury (Canada), Kolar (India), Witwatersrand System (Africa de Sud), Coeur d'Aléne (S.U.A.) etc. (Sibek, 1963). Activitatea seismică cea mai evidentă s-a remarcat la minele de aur Witwatersrand System (Republica Sud-Africană), unde în anul 1971, s-au înregistrat 1 600 de cutremure cu magnitudini cuprinse între 2,0 și 4,2.

Mecanismul de producere a seismelor asociate cu lucrările miniere subterane, în majoritatea cazurilor, este similar cu cel al seismelor naturale. Apariția fenomenelor seismice la lucrările miniere este strict legată de activitatea minei, de excavațiile care se efectuează în subteran și care produc modificări în starea de tensiune a rocilor.

*Seismicitatea indusă prin injecții cu fluide.* Apariția unei activități seismice ca urmare a unor injecții de fluide sub presiune în puțuri profunde au fost semnalate la : Rocky Mountain Arsenal, lîngă Denver, S.U.A. (Healy et. al., 1968) și în cîmpurile petrolifere Rangely, Colorado—S.U.A., (Raleigh et al., 1972) și de Lacq—Franța (Wittlinger et al., 1975).

Dintre cazurile citate se detașează activitatea seismică care a apărut ca urmare a injecțiilor cu ape reziduale într-un foraj de 3 670 m adîncime situat la Rocky Mountain Arsenal (Denver—Colorado, S.U.A.), care a culminat cu 3 cutremure cu magnitudini de 5—5,2 ce au provocat pagube în zona epicentrală. Evans (1966), a semnalat o corelație distinctă între frecvența cutremurelor și volumul injecțiilor de apă efectuate în perioada 1962—1965. Cutremurele, localizate pe o zonă situată în jurul forajului, au continuat și după terminarea injecțiilor. În perioada 1962—1967 s-au înregistrat peste 1 500 de cutremure cu magnitudini cuprinse în intervalul 1,5—5,4.

Mc.Clain (1970) consideră că factorul cel mai important în declanșarea cutremurelor este prezența unei stări de tensiuni tectonice regionale care este aproape de starea limită de rupere a rocilor, înainte ca injecțiile să înceapă. De asemenea, mai contează adîncimea și caracteristicile hidrogeologice ale rocilor (porozitatea și permeabilitatea) în care se fac injecțiile, precum și presiunile care se utilizează pentru injectare.

*Seismicitatea indusă prin mari explozii nucleare subterane.* În urma unor mari explozii nucleare subterane efectuate în Nevada (S.U.A.), s-au observat în zona înconjurătoare un număr apreciabil de cutremure slabe, care au început după detonare și au continuat cîteva săptămîni după aceasta (Hamilton ș.a. 1972, Mc.Keown și Dickey, 1969 ; Mc.Keown, 1975).

În multe cazuri, exploziile pot fi acompaniate de formări de falii sau de reactivarea sau deplasarea unor falii preexistente. Exploziile nucleare pot produce cutremure numai dacă în zona respectivă există acumulate în interior tensiuni preexistente înalte.

# 3. CERCETAREA GEOFIZICĂ ÎN PROBLEME DE GEOLOGIE INGINEREASCĂ

Pentru proiectarea și executarea construcțiilor industriale și civile este necesară efectuarea unor studii detaliate de geologie inginerească în vederea cunoașterii factorilor geologici care influențează stabilitatea construcției: constituția și structura terenului de fundare, proprietățile lui fizico-mecanice, condițiile hidrogeologice locale, procesele geologice actuale din zona amplasamentului etc. Pentru rezolvarea numeroaselor probleme ce se ridică în acest domeniu de cercetare se folosesc pe scară largă seismometria, electrometria, magnetometria, radiometria și subordonate gravimetria și geotermometria, prin procedee și tehnici adecvate. Un rol important revine investigării geofizice a găurilor de sondă, îndeosebi prin procedee electrice, acustice și radioactive.

Cu ajutorul metodelor seismometrice se pot rezolva, în principal, următoarele probleme: determinarea configurației suprafeței rocii nealterate (implicit a grosimii celei alterate); determinarea caracteristicilor elastice ale terenului de fundare; descoperirea și localizarea accidentelor tectonice din zona amplasamentului, estimarea porozității și fisurației rocilor; stabilirea anizotropiei elastice a masivului; determinarea proprietăților de rezistență, deformare și infiltrare ale fundației; estimarea stării de eforturi din masiv și microzonarea seismică a zonei în care urmează să se execute construcția.

Măsurătorile seismometrice se execută fie la suprafața de fundație, fie în subteran (foraje și galerii). În funcție de obiectivul urmărit se folosesc frecvențe de la cele seismice medii (20—40 Hz) pînă la cele ultraacustice (zeci de kHz).

Prin metodele electrometrice se pot stabili: secțiunea geologică pe baza distribuției rezistivităților, contactele dintre rocile sedimentare și cele metamorfice sau eruptive, accidentele tectonice, zonele de fisurație accentuată și de carst, nivelul hidrostatic și parametrii curgerii apelor subterane.

Metodele magnetometrice se folosesc în scopul cartării limitelor între rocile cu compoziție petrografică diferită și a accidentelor tectonice.

Carotajul geofizic se folosește pentru investigarea profilului găurilor de foraj în scopul aprecierii compactării și umidității rocilor traversate (carotaj radioactiv), a porozității și fisurabilității acestora (carotaj sonic, electric și radioactiv), precum și pentru determinarea coeficienților și vitezei infiltrației

în masiv (carotaj electric). Lucrările de carotaj se execută prin metoda profilării verticale, asigurîndu-se măsurarea continuă a caracteristicilor geofizice de-a lungul găurii de foraj, sau prin măsurători discrete ale valorilor, cu pasul de 0,2—1,0 m.

Cercetările geofizice de laborator completează pe cele de teren și includ studierea proprietăților elastice, electrice și magnetice ale rocilor pe modele, cu determinarea în paralel a unui număr de indicatori fizici (gradul de compactare, densitatea, porozitatea, proprietățile de rezistență și deformabilitate), în scopul stabilirii corelației cu rezultatele obținute în teren și al transferului posibil al acestor indicatori asupra masivului.

## 3.1. DETERMINAREA PARAMETRILOR ELASTICI AI MATERIALELOR

Parametrii elastici ai materialelor (coeficientul lui Poisson dinamic $\nu_d$, modulul de elasticitate dinamic $E_d$, modulul de forfecare dinamic $G_d$, modulul de compresiune $K_d$ și rezistența la compresiune $R_c$) pot fi obținuți atît prin măsurători pe probe în laborator, cît și prin măsurători de teren. În funcție de metodologia și aparatura de măsură folosită se pot distinge procedee de determinare prin măsurători de viteze de propagare „in situ" (dispozitive scurte de refracție, măsurători microseismice) sau în laborator, pe probe de rocă (măsurători cu ultrasunete), precum și procedee de investigare prin măsurători acustice și radioactive în găuri de sondă.

*Tabelul 3.1.* **Relații între constantele elastice**

| Sistem $\lambda$, $G$ | Sistem $E$, $\nu$ | Sistem $V_p$, $V_s$ |
|---|---|---|
| $\lambda$ | $\dfrac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}$ | $\delta(V_p^2 - 2V_s^2)$ |
| $G$ | $\dfrac{E}{2(1+\nu)}$ | $\delta V_s^2$ |
| $\dfrac{G(3\lambda+2G)}{\lambda+G}$ | $E$ | $\delta \dfrac{V_s^2(3V_p^2 - 4V_s^2)}{2(V_p^2 - V_s^2)}$ |
| $\dfrac{\lambda}{2(\lambda+G)}$ | $\nu$ | $\dfrac{V_p^2 - 2V_s^2}{2V_p^2 - V_s^2}$ |
| $\sqrt{\dfrac{\lambda+2G}{G}}$ | $\sqrt{\dfrac{E}{\delta}\dfrac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}}$ | $V_p$ |
| $\sqrt{\dfrac{G}{\delta}}$ | $\sqrt{\dfrac{E}{\delta}\dfrac{1}{2(1+\nu)}}$ | $V_s$ |
| $\sqrt{\dfrac{\lambda+2G}{\delta}}$ | $\sqrt{2\dfrac{1-\nu}{1-2\nu}}$ | $\dfrac{V_p}{V_s}$ |



BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În teoria propagării undelor elastice se stabilesc relații între vitezele de propagare a undelor elastice $V_p$ și $V_s$ și parametrii elastici ai materialului:

$$V_p = \sqrt{\frac{E_d}{\delta} \frac{1 - \nu_d}{(1 - 2\nu_d)(1 + \nu_d)}} \qquad V_s = \sqrt{\frac{E_d}{\delta} \frac{1}{2(1 + \nu_d)}} \tag{3.1}$$

relații în care apare și densitatea $\delta$ a materialului.

O serie de alte relații de legătură dintre diverși parametri ce caracterizează corpurile elastice sînt prezentate în tabelul 3.1.

a. *Determinarea parametrilor elastici prin măsurători de viteze de propagare „in situ" și prin măsurători de laborator.*

*Determinarea coeficientului lui Poisson dinamic* $\nu_d$. Această constantă a mediului elastic, este definită prin raportul dintre contracția transversală $\Delta S/S$ și alungirea longitudinală $\Delta l/l$ ($S$ și $l$ fiind respectiv secțiunea și lungimea unei probe supuse la întindere sau compresiune).

Valoarea coeficientului lui Poisson poate varia teoretic între 0 (pentru un corp indeformabil pe direcția transversală solicitării) și 0,5 (pentru un corp incompresibil). Mărimea sa, stabilită prin metode statice, depinde de valoarea efortului la care se face determinarea, crescînd pe măsură ce efortul se apropie de rezistența de rupere. Convențional, se ia valoarea corespunzătoare unei solicitări de 1/3 din rezistența de rupere.

La solicitări dinamice, raportul între deformația transversală și cea longitudinală este însă greu de stabilit prin măsurători de tipul celor statice. Dacă însă se raportează viteza undelor longitudinale la viteza undelor transversale, se obține:

$$\frac{V_S^2}{V_P^2} = \frac{1 - 2\nu_d}{2(1 - \nu_d)} \tag{3.2}$$

cu notația $a = \frac{V_S}{V_P}$ rezultă: $\nu_d = \frac{1 - 2a^2}{2 - 2a^2}$ (3.3)

În figura 3.1 este reprezentată variația lui $\nu_d$ în funcție de raportul vitezelor undelor transversale și longitudinale (Făcăoaru, et. al. 1965).

Mărimea coeficientului lui Poisson stabilită pe cale dinamică este superioară celei determinate prin metode statice cu aproximativ 20%. Coeficientul lui Poisson poate fi exprimat și în funcție de modulul de compresiune $K$ și modulul de forfecare $G$. Modulul de compresiune $K$ se definește ca raportul dintre volumul inițial al probei $V$ și variația de volum $\Delta V$ ce apare atunci cînd roca este supusă la eforturi de compresiune unitare. Modulul de forfecare reprezintă valoarea pantei diagramei efort tangențial — de-

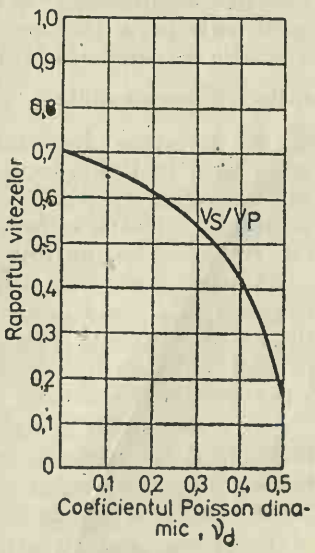



Fig. 3.1. Variația coeficientului lui Poisson dinamic $\nu_d$ în funcție de raportul vitezelor undelor elastice tranversale $V_S$ și longitudinale $V_P$ (după Făcăoaru et al., 1965).

formație unghiulară. Se poate arăta că :

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \text{ și } G = \frac{E}{2(1+\nu)}, \qquad (3.4) \text{ și } (3.5)$$

relații în care apare modulul lui Young $E$ a cărui semnificație va fi prezentată ulterior. Din raportul relațiilor (3.4) și (3.5) se obține :

$$\frac{K}{G} = \frac{2}{3} \cdot \frac{1+\nu}{1-2\nu},$$

de unde rezultă valoarea coeficientului lui Poisson :

$$\nu = \frac{1}{2} \cdot \frac{K/G - 2/3}{K/G + 1/3} \qquad (3.7)$$

În argile umede, ca și în alte materiale caracterizate prin rigiditate scăzută (valori mici ale lui $G$), dar puțin compresibile (valori mari ale lui $K$), raportul $\frac{K}{G}$ este mult mai mare decît unitatea și deci $\nu \simeq 0{,}5$.

Rezultatele experimentale confirmă că fluctuațiile coeficientului lui Poisson corespund modificării raportului compresibilitate/rigiditate. Acest raport este o proprietate caracteristică a rocilor și depinde de gradul de compactare, conținutul în fluide, precum și de o serie de alți parametri.

Depozitele superficiale sînt caracterizate prin valori mici ale vitezelor undelor longitudinale și transversale și prin valori de asemenea scăzute ale coeficientului lui Poisson. O creștere în conținutul de fluide (apă) conduce la o mărire a coeficientului lui Poisson pentru toate formațiunile geologice alterate sau neconsolidate. Aceasta apare ca urmare a creșterii raportului $\frac{K}{G}$ și se datorește faptului că viteza undelor longitudinale crește odată cu conținutul în fluide mult mai repede decît viteza undelor transversale. Mai mult decît atît, deoarece undele transversale nu se propagă prin apă, este posibil ca, pentru o rocă dată, viteza undelor transversale să scadă odată cu creșterea conținutului de apă.

Așadar, gradul de alterare a unei roci este mai bine definit de valorile vitezelor $V_P$ și $V_S$ (sau de coeficientul lui Poisson și $V_P$), decît numai de $V_P$. Pe această cale se poate distinge o rocă alterată dar umedă (sub nivelul hidrostatic) de o rocă compactă, ambele fiind caracterizate prin valori relativ ridicate ale vitezei undelor longitudinale $V_P$.

Un exemplu în acest sens este oferit de valorile $V_P$ și $V_S$ obținute prin măsurători de refracție, rezultate corelate cu încercări mecanice efectuate într-un foraj (Paterson, Meidav, 1965). Vitezele undelor longitudinale cresc la 3,6 m adîncime de la 600 m/s la 1 800 m/s (fig. 3.2).

Creșterea poate fi atribuită (tabelul 3.1) fie creșterii modulului de compresiune $K$ (legat de umiditatea materialului), fie rigidității sporite a rocii (valori mari ale lui $G$). Faptul că vitezele undelor transversale nu-și schimbă valoarea la această adîncime rezolvă ambiguitatea, arătînd că mărirea vitezei undelor longitudinale este legată de prezența nivelului hidrostatic, nu de modificarea calității rocii.

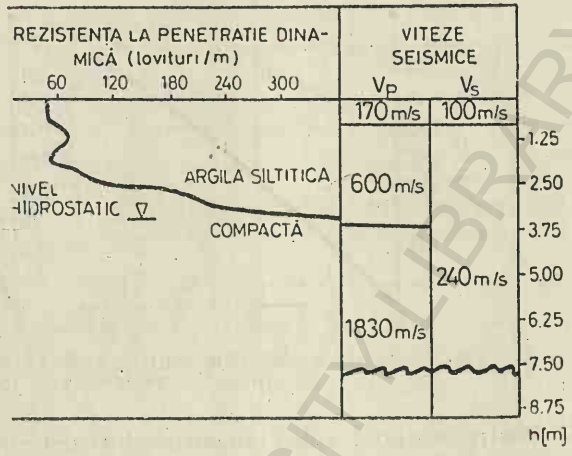



Fig. 3.2. Variația vitezelor undelor elastice longitudinale și transversale determinate într-un foraj în funcție de rezistența la penetrație dinamică (după Patersson și Meidav, 1965).

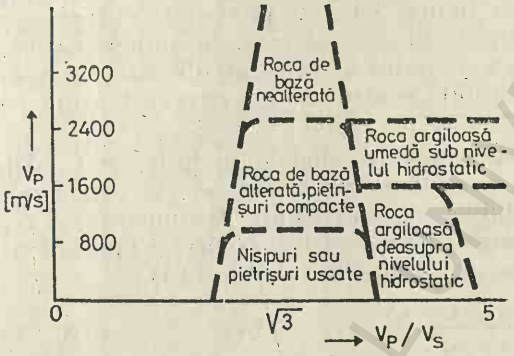



Fig. 3.3. Relația dintre natura rocilor și valorile vitezelor de propagare ale undelor elastice (după Patersson și Meidav, 1965).

Acest exemplu demonstrează că măsurarea atît a vitezei undelor longitudinale cît și a celei transversale constituie o condiție pentru evitarea unei interpretări eronate.

În legătură cu cele de mai sus, menționăm că, pe baza a numeroase măsurători, Patersson și Meidav (1965) au stabilit, schematic, relația dintre valoarea raportului $V_P/V_S$ (de care depinde coeficientul lui Poisson), viteza undelor longitudinale $V_P$ și natura materialului cercetat (fig. 3.3).

*Determinarea modulului de elasticitate dinamic $E_d$, modulului de forfecare $G_d$ și a modulului de compresiune $K_d$.* Modulul de elasticitate sau modulul lui Young este definit în teoria elasticității ca valoarea pantei pe care curba efort longitudinal — deformație o are într-un punct al său

$$E = \operatorname{tg} \cdot \alpha = \frac{d\sigma}{d\varepsilon}$$

unde $\sigma$ este efortul longitudinal, iar $\varepsilon$ — deformația.



BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

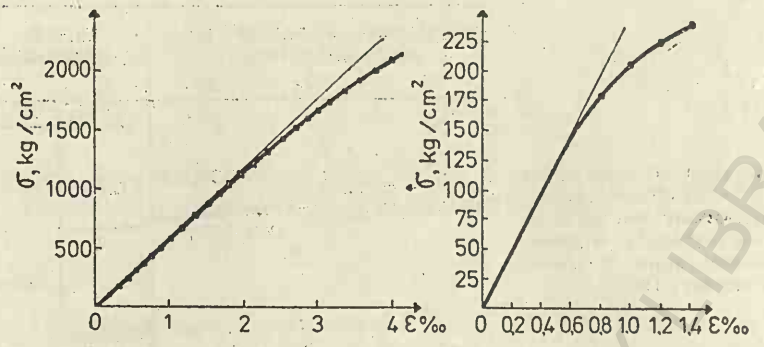



Fig. 3.4. Curbele efort-deformaţie în cazul betonului (*a*) şi andezitului (*b*) (după Făcăoaru et al., 1965).

Pentru materialele la care curba efort-deformaţie este o dreaptă, modulul de elasticitate este o constantă. Cele mai multe materiale nu sînt însă perfect elastice. Pentru exemplificare în figura 3.4 sînt prezentate curbele caracteristice ale betonului şi ale andezitului. Se constată, în ambele cazuri, că modulul de elasticitate static este variabil la solicitări diferite (ca valoare reprezentativă se consideră cea obţinută pentru un efort egal cu 1/3 din rezistenţa la rupere).

În cazul materialelor perfect elastice, între modulul de forfecare $G$, definit anterior, modulul lui Young ($E$) şi coeficientul lui Poisson ($\nu$) există relaţia (3.5). Pentru determinarea modulilor de elasticitate dinamici $E_d$ şi $G_d$ se pot utiliza valorile vitezelor de propagare a undelor elastice. Expresiile acestora în funcţie de $V_P$ şi $V_S$ şi $\nu_d$ se obţin din relaţiile (3.1) :

$$E_d = V_P^2 \delta \frac{(1 - 2\nu_d)(1 + \nu_d)}{1 - \nu_d} \qquad G_d = V_S^2 \cdot \delta \qquad (3.8)\ ;\ (3.9)$$

Valoarea modulului de compresiune $K_d$ rezultă din relaţia 3.4, scrisă pentru valori dinamice dacă se cunosc modulul de elasticitate şi coeficientul lui Poisson.

După cum se observă pentru determinarea modulilor de elasticitate dinamici trebuie cunoscute vitezele de propagare a undelor elastice, densitatea mediului şi coeficientul lui Poisson $\nu_d$. De regulă însă, viteza de propagare a undelor transversale este mai greu de stabilit, ceea ce face ca şi valoarea lui $\nu_d$ în multe situaţii să nu poată fi cunoscută cu precizie. În acest caz se recurge la un calcul aproximativ, bazat pe următoarele consideraţii :

Relaţia (3.8) mai poate fi scrisă sub forma

$$E_d = V_P^2 \delta f(\nu_d) \text{ unde } f(\nu_d) = \frac{(1 + \nu_d)(1 - 2\nu_d)}{1 - \nu_d}$$

Această funcţie are reprezentarea grafică din figura 3.5.

Pentru betoane şi unele roci compacte, valoarea lui $\nu_d$ este cuprinsă între 0,15 şi 0,30. Luînd pentru $\nu_d$ valoarea 0,235, rezultă $f(\nu_d) = 0{,}85$.



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Așadar, calculul aproximativ se poate face cu relația :

$$E_d = 0{,}85\ \delta V_P^2 \qquad (3.10)$$

Eroarea care se introduce pe această cale în calculul lui $E_d$ este de cel mult $\pm$ 10%.

Folosind relația (3.10), în care $E_d$ depinde practic numai de $V_P$, este posibil să se determine calitatea unor materiale numai pe baza cunoașterii acestui din urmă parametru. De exemplu calitatea betoanelor poate fi stabilită numai după valorile vitezei de propagare a undelor longitudinale (Brunetti, 1965) în conformitate cu tabelul 3.2.

*Determinarea rezistenței la compresiune* $R_c$. Rezistența la compresiune se calculează cu formula :

$$R_c = \frac{P}{S} \qquad (3.12)$$

în care $R_c$ este rezistența la compresiune [kgf/cm²] ; $P$ — forța maximă în momentul sfărîmării eșantionului, [kgf] ; $S$ — suprafața pe care se aplică forța $P$, [cm²].

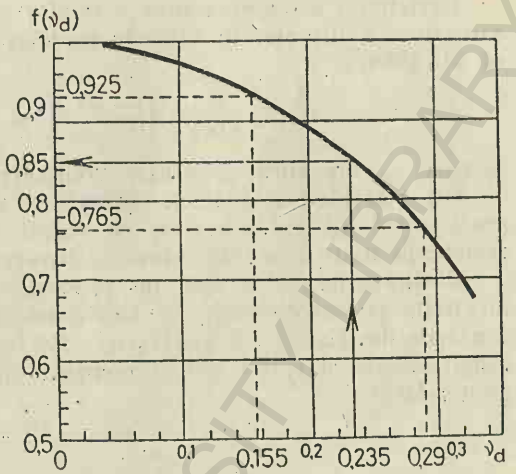



Fig. 3.5. Graficul funcției $f(\nu_d)$ pentru diferite valori ale coeficientului lui Poisson dinamic $\nu_d$.

*Tabelul 3.2*

| $V_p$ [m/s] | Calitatea betonului |
|---|---|
| $> 4\,500$ | excelent |
| $3\,600 < V_p < 4\,500$ | bun |
| $3\,000 < V_p < 3\,600$ | mediu |
| $2\,100 < V_p < 3\,000$ | slab |
| $< 2\,100$ | foarte slab |

Avînd rezistențele la compresiune pentru cele trei stări : uscată ($R_u$), saturată ($R_s$) și după îngheț-dezgheț ($R_i$), se determină coeficientul de înmuiere după saturare cu apă $\eta_s$.

$$\eta_s = \frac{R_u - R_s}{R_u} \cdot 100\% \qquad (3.13)$$

sau după îngheț-dezgheț :

$$\eta_g = \frac{R_u - R_i}{R_u} \cdot 100\% \qquad (3.14)$$

Ca valori orientative ale rezistenței la compresiune pentru cîteva tipuri de roci, în stare uscată, pot fi reținute următoarele : granite 1 000—2 000 kgf/cm² ; bazalte 2 500—3000 kgf/cm² ; gresii 1 000 kgf/cm² ; calcare cristaline 1 500 kgf/cm².



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Rezistența la compresiune a rocilor stîncoase poate fi determinată aproximativ, în funcție de vitezele undelor elastice, folosind expresiile (Savici et al. 1969):

$$R_c = \frac{V_P^2 \cdot \gamma_a}{140\, g} \cdot \left(\frac{1-2\nu_d}{1-\nu_d}\right)^2 \text{ și } R_c = \frac{V_S^2 \gamma_a}{70\, g} \cdot \frac{1-2\nu_d}{1-\nu_d} \tag{3.15}$$

în care $\gamma_a$ reprezintă greutatea volumetrică și $g$ accelerația gravității.

Din relațiile de mai sus rezultă că tăria rocilor este bine reflectată de coeficientul lui Poisson, cele cu valori mici ale acestui coeficient avînd o rezistență mare la compresiune și invers.

Măsurătorile de viteze de propagare și de rezistență la compresiune efectuate pe carote prelevate din două tipuri de roci au condus la reprezentările din figura 3.6, *a* (Hartig. 1963). Dependența dintre viteza undelor longitudinale și rezistența la compresiune poate fi exprimată în acest caz prin relațiile:

$$R_c = 18{,}7\, V_P^2 \tag{3.16}$$

$$R_c = 6{,}0\, V_P^2$$

Relația dintre viteza de propagare și rezistența la compresiune mai poate fi aproximată și printr-o ecuație exponențială de forma:

$$R_c = a e^{b \cdot V_p} \tag{3.17}$$

unde $a$ și $b$ sînt două constante, care se determină experimental.

Această ultimă relație este preferată pentru că, în domeniul vitezelor mari, se obțin valori ale lui $R_c$ într-o mai bună concordanță cu rezultatele experimentale.

Cunoscîndu-se modulul de elasticitate dinamic, determinat pe baza vitezelor de propagare, se poate obține pe cale nedistructivă rezistența la compresiune $R_c$. De exemplu, pentru betoane de diferite compoziții există mai multe relații empirice ce stabilesc o astfel de corespondență (fig. 3.6 *b*).

Se consideră (Brunetti, 1965):

$$23\,000\sqrt{R_c} > E_d > 16\,000\sqrt{R_c}. \tag{3.18}$$

De asemenea: $E_d = 550\,000 \cdot \frac{R_c}{150 + R_c}$ (3.19)

În general, este acceptată o relație de forma

$$E_d = m \cdot R_c^{\frac{1}{n}}. \tag{3.20}$$

unde $m$ și $n$ sînt funcții de granulația cimentului.

Dacă se folosește relația (3.10) se obține

$$R_c = \left(\frac{0{,}85\,\delta}{m}\right)^n \cdot V_P^{2n} \tag{3.21}$$

notînd $\left(\frac{0{,}85\,\delta}{m}\right)^n = c$ și $2n = d$

rezultă:

$$R_c = c V_P^d \tag{3.22}$$



BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

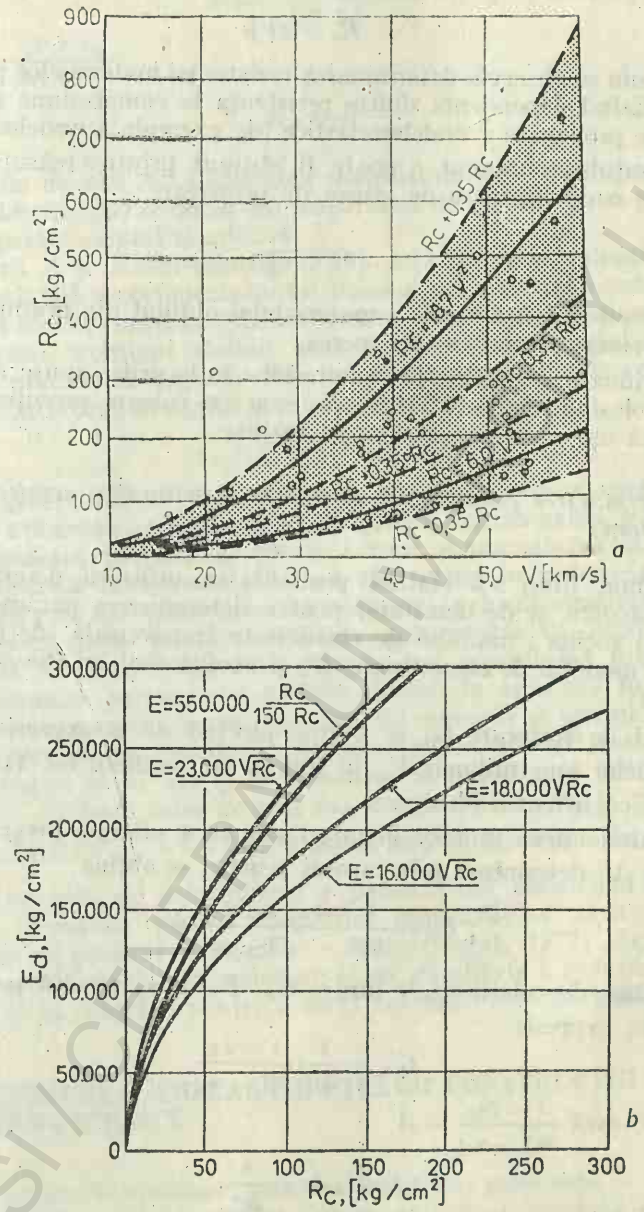



Fig. 3.6. Dependența rezistenței la compresiune $R_c$ de viteza de propagare a undelor elastice ($a$) și de modulul de elasticitate longitudinal dinamic $E_d$, ($b$) (după Brunetti, 1965).



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru betoane se poate considera $n = 2$, iar (3.22) devine

$$R_c = cV_P^4 \tag{3.23}$$

După cum se observă, determinarea rezistenței materialelor poate fi făcută direct, utilizînd dependența dintre rezistența la compresiune a materialului și viteza de propagare a undelor elastice (de exemplu a undelor ultrasonore).

Coeficientul necunoscut $c$ poate fi obținut printr-o măsurătoare statică asociată cu o determinare de viteză de propagare :

$$c = \frac{R_0}{V_P^4} \tag{3.24}$$

unde $R_0$ este rezistența medie a materialului obținut din presiunea (realizată static cu presa) care provoacă ruperea.

În continuare, rezistența la compresiune în locurile supuse experimentării se obține folosind relația (3.23) în care $c$ are o valoare presupusă constantă, determinată așa cum s-a arătat mai înainte.

b. *Determinarea parametrilor elastici prin măsurători acustice și radioactive în foraj*

În ultimul timp s-a stabilit posibilitatea utilizării diagrafiei geofizice (carotajul acustic și de densitate) pentru determinarea parametrilor elastici dinamici ai rocilor : modulul de elasticitate transversală (de forfecare, rigiditate) $G_d$, modulul de compresiune $K_d$ și coeficientul lui Poisson $\nu_d$ (Tixier, et al, 1975).

Modulul de forfecare $G_d$ se obține plecînd de la expresia cunoscută a vitezei undelor longitudinale $V_P$ în funcție de modulul lui Young $E_d$, densitatea $\delta$ și coeficientul Poisson $\nu_d$.

Exprimînd viteza undelor longitudinale ca o mărime inversă a timpului de parcurs $\Delta t$, determinat prin carotaj acustic, se obține :

$$E_d = \frac{\delta}{\Delta t^2} \cdot \frac{(1 - 2\nu_d)(1 + \nu_d)}{1 - \nu_d} \tag{3.25}$$

Ținînd seama de relația (3.5) dintre $G_d$, $E_d$ și $\nu_d$ rezultă pentru modulul de forfecare expresia

$$G_d = \frac{\delta}{\Delta t^2} \cdot \frac{1 - 2\nu_d}{2(1 - \nu_d)} \tag{3.26}$$

Dacă se notează $\frac{1 - 2\nu_d}{2(1 - \nu_d)} = A$ (3.27)

rezultă : $$G_d = A \frac{\delta}{\Delta t^2} \tag{3.28}$$

Pe de altă parte, modulul de compresiune $K_d$ este dat de relația :

$$K_d = \frac{E_d}{3(1 - 2\nu_d)} \tag{3.29}$$



BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Introducînd valoarea lui $E_d$ din formula (3.25) se obține:

$$K_d = \frac{\delta}{\Delta t^2} \cdot \frac{1 + \nu_d}{3(1 - \nu_d)} \tag{3.30}$$

Notînd $B = \frac{1 + \nu_d}{3(1 - \nu_d)}$, (3.31)

rezultă $$K_d = B \frac{\delta}{\Delta t^2} \tag{3.32}$$

În relațiile de mai sus densitatea materialului ($\delta$), și timpul de parcurs al undelor elastice ($\Delta t$) se obțin din măsurători de carotaj gama-gama de densitate și respectiv carotaj acustic.

Parametrii $A$ și $B$ din relațiile (3.28) și (3.32) se calculează prin determinarea prealabilă a coeficientului lui Poisson $\nu_d$. Valorile acestui coeficient, în cazul unei roci ce conține argilă dispersată, depind de conținutul în argilă ($V_{MA}$) al rocii, conținut definit prin procentul din spațiul intergranular ocupat de materialul argilos. Relația de legătură dintre coeficientul lui Poisson și conținutul în argilă este (Tixier et, al, 1975):

$$\nu_d = 0{,}124 \cdot V_{MA} + 0{,}27 \tag{3.33}$$

Pentru determinarea conținutului în argilă și deci a coeficientului lui Poisson, se utilizează aceleași curbe de carotaj (gama-gama și acustic), din care se calculează porozitatea totală a rocii și porozitatea determinată de matricea minerală neargiloasă. Într-adevăr, avînd în vedere faptul că densitatea argilei este apropiată de cea a cuarțului, valorile densității indicate de carotajul gama-gama permit stabilirea procentului ce reprezintă spațiul liber în care se găsește apa interstițială, deci porozitatea totală $P$. Considerînd că viteza de propagare a undelor elastice în apă, sau în apă + argilă este mică (în comparație cu cea din scheletul mineral) și anume de 189 μs/ft, rezultă că porozitatea calculată din carotajul acustic ($P_A$) se va referi nu numai la spațiul liber, dar și la peliculele de argilă care îmbracă scheletul solid al rocii. Pe baza celor de mai sus, conținutul în argilă poate fi determinat cu relația $V_{MA} = \frac{P_A - P}{P_A}$, valoare care se introduce în relația (3.33).

Acest procedeu de determinare a parametrilor elastici ai rocilor a fost utilizat în România pentru estimarea proprietăților sării în sondele de explorare de pe masivul Slătioarele — Argeș (Neguț, 1977). Acești parametri intervin în calculele de dimensionare și de stabilitate a golurilor preconizate a fi realizate în subteran pentru a servi ca rezervoare de lichide.

## 3.2. STUDIEREA AMPLASAMENTELOR CONSTRUCȚIILOR HIDROTEHNICE

Construcțiile hidrotehnice, prin destinația lor, generează în amplasamente zone cu procese fizice-geologice foarte active și prezintă interferențe cu condițiile naturale mult mai complexe decît alte tipuri de construcții. De aceea, proiectarea și executarea construcțiilor hidrotehnice în condiții teh-

nice și economice satisfăcătoare solicită rezolvarea unui cerc larg de probleme prin procedee specifice geologiei și geofizicii inginerești.

Barajele de retenție se construiesc pe cursurile de apă, în sectoare cu versanți abrupți, care pot fi afectați uneori de alunecări de teren sau prăbușiri de roci și de procese de alterație și de degradare active. În raport cu alte construcții, barajele se caracterizează prin concentrarea unui volum foarte mare de materiale pe o suprafață relativ restrînsă și prin acumularea unei cantități considerabile de apă în bazinul de retenție. Presiunile mari exercitate pe fundația barajului pot conduce la fenomene de dezagregare sau de curgeri lente, prin depășirea limitelor rezistențelor elastice ale rocii de bază, cu apariția posibilă a unor fenomene de sufoziune.

Cercetările geofizice nu se limitează numai la zona de amplasament a barajului, ci se extind pe întregul teritoriu care cuprinde viitorul lac, versanții și regiunile înconjurătoare ale amenajării, precum și traseele conductelor de aducțiune și golire.

Din punct de vedere constructiv, există mai multe tipuri de amenajări hidroenergetice (Prișcu, 1975). Într-o primă schemă, centrala hidroelectrică este așezată în corpul barajului sau lîngă baraj. Debitul util este adus la turbină din bazinul de retenție direct prin intermediul conductei forțate, care traversează corpul barajului. În rîurile cu debite importante, centrala hidroelectrică poate fi amplasată în corpul barajului. Accesul apei la turbine se realizează direct din bazinul de retenție, fără conducta forțată (centrale de bază).

Centrala hidroelectrică poate fi amplasată însă și la o anumită distanță de baraj, în aval, la sol sau în subteran și, în acest caz, apa din bazinul de retenție este condusă la turbine prin conducte sau galerii de aducțiune și forțate (centrale de vîrf). În acest mod, se realizează căderi și puteri instalate mai mari.

După trecerea prin turbine, apa, care a cedat întreaga sa energie, este dirijată în albia rîului prin canale sau galerii de fugă sau de evacuare, care se continuă cu un sector de albie regularizată. Barajul propriu-zis poate fi de mai multe tipuri : de beton, pămînt, anrocamente sau materiale locale.

*Barajele de beton* sînt, la rîndul lor, de două tipuri : de greutate și în arc. Barajele de greutate sînt construcții masive de beton cu secțiunea transversală de formă triunghiulară sau trapezoidală. Presiunea hidrostatică tangențială exercitată de apa din bazinul de retenție este preluată de forțele de frecare realizate, sub greutatea barajului, la contactul cu rocile de fundație. Adîncimea și dimensiunile fundației barajului de greutate depind de grosimea zonei alterate, de intensitatea fisurației, de gradul de rezistență și de omogenitatea rocii de bază. Barajele în arc reprezintă membrane de beton armat curbate, cu convexitatea spre amonte și umerii încastrați în versanții văii. În proiectarea acestora se consideră că presiunea hidrostatică tangențială din bazinul de retenție este transmisă, pe reazemele barajului în cei doi versanți, ca forță de compresiune. În afară de aceste două tipuri de baraje de beton mai există și alte tipuri mai puțin răspîndite : baraje evidate, cu contraforți, cu pile și plăci din beton armat, cu arc multiplu etc. Aceste tipuri de baraje cu caracteristici combinate transmit

eforturile atît rocilor din fundație, cît și versanților. Barajele cu contraforți, cu pile și plăci au avantajul că pot suporta tasări diferențiale mai mari decît alte tipuri de baraje rigide. Faptul că sînt construite din elemente articulate ce pot lucra independent le asigură o stabilitate mai mare la oscilațiile seismice. În schimb prezintă dezavantajul că transmit rocilor din fundație presiuni distribuite neuniform, existînd pericolul ca rocile să refuleze de sub fundație în locurile în care presiunile depășesc rezistențele admisibile.

*Barajele de pămînt* pot fi omogene sau neomogene, în funcție de caracteristicile și așezarea materialelor întrebuințate pentru corpul barajului. Sînt alcătuite dintr-un nucleu (sîmbure) impermeabil, argilos sau o diafragmă de etanșare din beton. Lucrarea se completează în anumite situații cu un voal sau un pinten de etanșare, care determină o reducere a infiltrațiilor pe sub baraj. Materialele folosite în construcția barajelor de pămînt sînt nisipuri, nisipuri argiloase, argile nisipoase etc. Lucrarea mai conține drenuri și filtre de nisip aluvionare și de pietriș.

*Barajele de anrocamente* se execută din fragmente de roci stîncoase, etanșate prin diafragme rigide de beton sau ecrane plastice (argiloase).

În general, amenajările hidroelectrice sînt alcătuite din următoarele elemente constructive principale :

— Baraje de derivație sau de acumulare, care au rolul de a ridica nivelul apei în măsura necesară pentru a putea fi derivată într-o aducțiune sau de a concentra căderea și a acumula apele în vederea regularizării lor. Prima categorie de baraje se execută de obicei cu înălțimi mici (sub 10 m), iar a doua, cu înălțimi care în prezent pot ajunge chiar 300 m.

— Descărcători de apă, care evacuează apele mari și reglează nivelurile în lac. Se realizează ca deversori de suprafață, situați pe baraje sau pe versanți, deschideri sau orificii de fund, conducte și galerii de golire. Sînt echipați cu instalații hidromecanice aferente (stavile, vane, mecanisme de acționare) și prevăzuți cu dispozitive de disipare a energiei.

— Aducțiuni, care au rolul de a transporta debite de ordinul zecilor sau sutelor de $m^3/s$ de la punctul de captare la camerele de echilibru. Uneori, ele sînt combinate cu aducțiuni secundare, care colectează și transportă debite mai mici de la captările secundare la lacul de acumulare sau în aducțiunea principală. Aducțiunile îndeplinesc acest rol prin curgere cu nivel liber (canale de pămînt sau beton, galerii subterane) sau sub presiune (conducte metalice, de beton armat, galerii subterane).

— Camere de echilibru, care realizează legătura între aducțiuni și conductele sau galeriile forțate. Ele au rolul de a limita suprapresiunile dinamice provocate de variațiile de sarcină ale centralei, respectiv de a menține echilibrul hidraulic din aducțiuni, la închideri și deschideri ale vanelor. În cazul aducțiunilor cu nivel liber, ele poartă denumirea de c a m e r e d e î n c ă r c a r e, iar în cazul aducțiunilor sub presiune se numesc c a s t e l e d e e c h i l i b r u.

— Case de vane, dispuse în general imediat în aval de camerele de echilibru, cuprind mecanismele de închidere și de deschidere a accesului apei spre centrală, precum și instalațiile de aerisire și control pentru conductele forțate.

— Conductele sau galeriile forțate, cu unul sau mai multe fire, conduc apa de la camera de echilibru la centrală pe o distanță redusă, cu realizarea însă a unei mari diferențe de nivel. Realizînd concentrarea căderii, ele au o pantă constructivă mare și sînt foarte solicitate static și dinamic. Vitezele de curgere în aceste conducte sînt în general mari, de ordinul mai multor metri pe secundă.

— Centralele hidroelectrice cuprind camerele în care sînt instalate vanele de admisie, turbinele hidraulice, generatoarele electrice, mecanismele de reglare a sarcinii și a vitezei, stațiile electrice de conexiuni și transformare, instalațiile anexe și camerele de comandă.

— Canelele sau galeriile de fugă conduc apele folosite de turbine spre punctele de restituție în cursurile de apă. În unele cazuri, curgerea în galeriile de fugă se face sub presiune.

Avînd în vedere importanța deosebită a acestor construcții și complexitatea problemelor care trebuie rezolvate pentru a le executa, este foarte important de a cunoaște cît mai exact condițiile geologice și hidrogeologice ale amplasamentului barajului și a uvrajelor aferente, întrucît acestea influențează în mod considerabil concepția, execuția, siguranța și economicitatea lucrării.

O statistică arată că din totalul degradărilor care s-au produs la construcțiile hidrotehnice, 5% sînt datorate defectelor proprii ale barajelor, 15% insuficientei capacități de evacuare a viiturilor și 80% condițiilor de fundare necorespunzătoare.

Proprietățile care trebuie determinate într-o primă etapă pentru a caracteriza din punct de vedere fizico-mecanic terenul de fundație sînt: deformabilitatea, capacitatea de rezistență normală și tangențială, permeabilitatea și starea integrală de efort în masiv, întrucît roca de fundație este un mediu anizotrop complex, cu variații însemnate ale proprietăților mecanice și cu multe discontinuități; este bine ca determinările corespunzătoare să fie precedate de un studiu geologic de detaliu, care să precizeze distribuția accidentelor tectonice, tipul stratificației, planurile de intercalații, alcătuirea petrografică, gradul de alterare a formațiunilor etc. La cunoașterea acestor condiții, metodele geofizice pot să-și aducă o contribuție însemnată.

a. *Determinarea grosimii formațiunilor superficiale și a volumului de rocă ce urmează a fi excavată*

Cunoașterea naturii și grosimii formațiunilor geologice din amplasamentul barajului și din zonele învecinate reprezintă unul din obiectivele cele mai importante în faza de proiectare a lucrării. În afară de calculul volumului de roci ce urmează a fi înlăturate, se obțin informații privind porozitatea și permeabilitatea acestor formațiuni. Aceste date sînt utile pentru aprecierea efectului acumulării asupra regimului apelor subterane din zonă, ca și a consecințelor pe care le poate avea modificarea acestuia.

Metodele cel mai frecvent utilizate în aceste situații sînt electrometria prin procedeele SEV și electroprofilare și seismometria de refracție.

Un exemplu de utilizare a acestor metode îl oferă cercetările efectuate la barajul Taleghan, pe rîul Shahrud din nordul Iranului, unde metoda electrică a fost combinată cu metoda seismică și cu măsurători geofizice în foraje (Arandjelovič, 1967). Sondajele electrice verticale, amplasate pe 11 profile transversale pe cursul văii, au fost executate în scopul stabilirii grosimii formațiunilor neconsolidate. Curbele de sondaj electric vertical obținute în această zonă au un aspect care se apropie de curbele teoretice pentru trei strate, de tip H. Într-adevăr, la suprafața solului există aproape totdeauna un strat subțire, cu rezistivitate relativ ridicată ca urmare a umidității reduse. Valoarea rezistivității acestui strat în cazul acumulării Taleghan, este cuprinsă între 200 și 800 Ωm.

Formațiunile aluvionare situate la adîncime mai mare se caracterizează prin rezistivități relativ reduse. Gradul de umiditate, în special dacă formațiunea se găsește sub nivelul hidrostatic, este cu mult mai mare decît stratul superficial. Valoarea rezistivității electrice a acestor formațiuni la acumularea Taleghan variază în limitele 75—150 Ωm. Întregul pachet de depozite aluvionare este cantonat pe roca de bază, a cărei rezistivitate este cu mult mai mare decît a pachetului de formațiuni acoperitoare. Grosimea formațiunilor aluvionare, determinată pe baza interpretării curbelor SEV variază între 20 și 30 m, atingînd un maxim de 32 m. Interpretarea datelor geoelectrice a fost confirmată de rezultatele furnizate de cîteva foraje mecanice, executate pe direcția profilelor SEV.

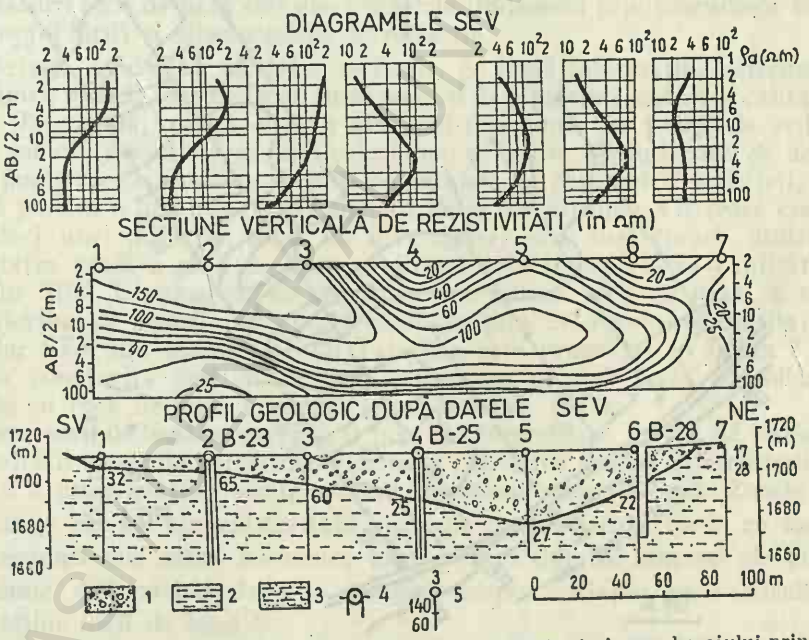



Fig. 3.7. Rezultatele măsurătorilor electrometrice efectuate în axa barajului principal Taleghan (după Arandjelovič, 1967):

*1* — pietriș și nisip; *2* — rocă de bază compactă; *3* — rocă de bază argiloasă; *4* — foraj; *5* — sondaj electric vertical (cu valorile rezistivității în Ωm).

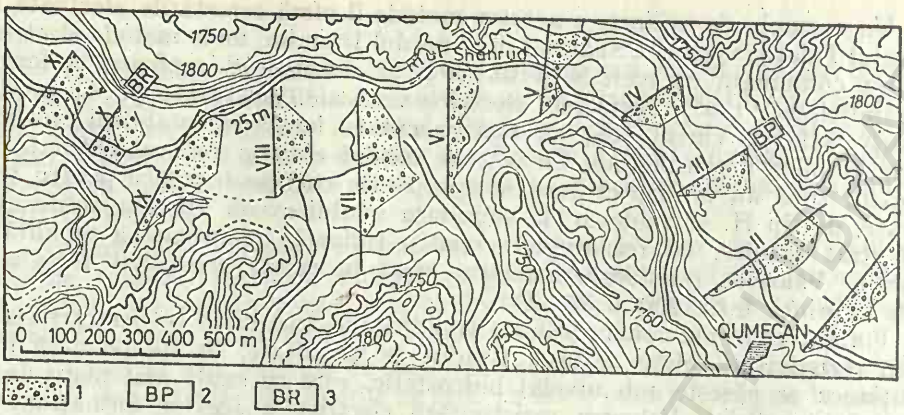



Fig. 3.8. Amplasarea profilelor electrometrice în valea rîului Shahrud și rezultatele determinării grosimii depozitelor aluvionare (după Arandjelovič, 1967): *I—XI* — profile de SEV; *1* — nisipuri și pietrișuri; *2* — barajul principal; *3* — baraj de regularizare.

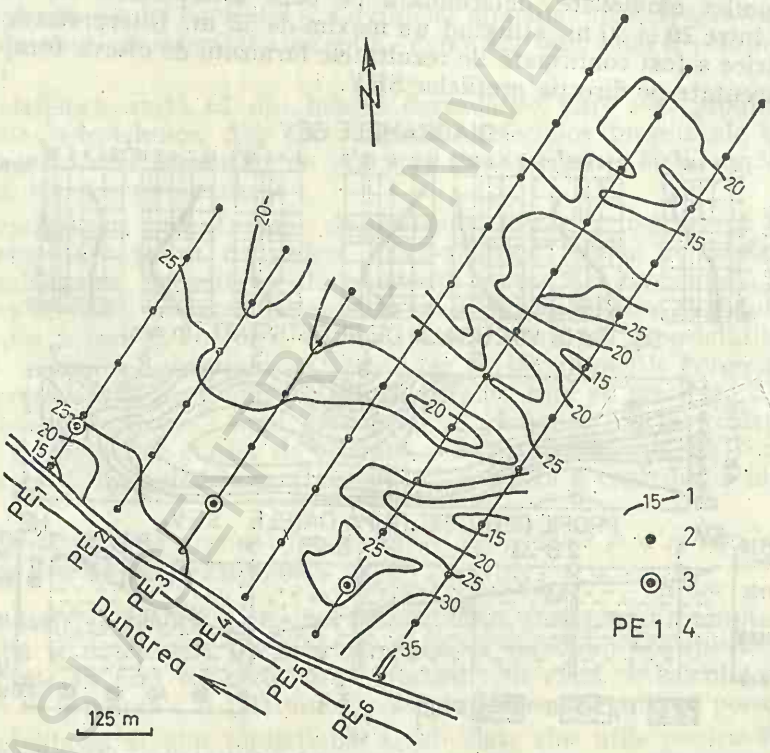



Fig. 3.9. Hartă cu izobate la roca de bază obținută prin lucrări de investigație complexă — foraje și SEV (după Moldoveanu, 1969):
*1* — izobate la roca de bază; *2* — amplasarea sondajelor electrice verticale; *3* — foraje; *4* — profile geoelectrice.

Curbele SEV, înregistrate pe un profil, secțiunea verticală de variație a rezistivității aparente, precum și secțiunea geoelectrică obținută prin interpretarea cantitativă a acestor date sînt prezentate în figura 3.7. Grosimea formațiunilor acoperitoare este redată în harta reprodusă în figura 3.8 pe care sînt indicate și amplasamentele probabile ale viitoarelor baraje din regiunea Taleghan.

Rezultatele obținute prin cercetările geoelectrice, pe lîngă informațiile importante referitoare la cunoașterea alcătuirii geologice a amplasamentelor barajelor prevăzute, au servit de asemenea la lucrările de regularizare a rîului, precum și la calculul fundațiilor și lucrărilor de consolidare.

În figura 3.9 se prezintă o hartă cu izobate la nivelul rocii de bază din amplasamentul unui baraj situat pe Dunăre. (Moldoveanu, 1969). Această hartă a fost întocmită pe baza datelor cantitative furnizate de sondajele electrice verticale executate, controlate prin lucrări de foraj într-o rețea geometrică pe 6 profile. În acest mod s-a obținut o imagine concludentă a morfologiei și adîncimii rocii de bază.

b. *Cercetarea geofizică a rocii de fundație din amplasamentele construcțiilor hidrotehnice*

*Metodele geofizice de suprafață* utilizate curent pentru determinarea calității și naturii rocii de bază sînt electrometria (îndeosebi prin procedeele SEV și electroprofilării) și seismometria de refracție.

— Metoda sondajelor electrice verticale, pe lîngă informațiile referitoare la adîncimea pînă la roca de bază, furnizează și date privind natura și calitatea acesteia. De regulă, o rocă este cu atît mai rezistentă din punct de vedere mecanic cu cît rezistivitatea are valori mai ridicate. Ținînd cont de acest fapt, se poate face o zonare a rocii de bază luînd ca parametru rezistivitatea aparentă pentru o lungime relativ mare a liniei de emisiune $AB$ (care corespunde deci unei adîncimi mari de investigare) sau, mai corect, utilizînd rezistivitatea reală a rocii de bază, obținută prin interpretarea cantitativă a curbelor SEV. Un exemplu de determinare a naturii rocii de bază cu ajutorul valorilor de rezistivitate reală obținute prin interpretarea cantitativă a curbelor SEV din zona barajului Taleghan este prezentat în figura 3.10. Pe harta construită sînt diferențiate zonele cu roca de bază consolidată de zonele cu rocă de bază argiloasă (Arandjelovič, 1967).

Zonarea rocii de bază se execută și prin electroprofilare, harta de variație a rezistivității aparente furnizînd informații calitative asupra diferențierii în suprafață a proprietăților stratelor care constituie roca de bază. Zonele cu valori relativ elevate ale rezistivității aparente caracterizează rocile cu rezistență mecanică mai mare, asemenea hărți pentru diferite lungimi ale liniei de emisiune $AB$ putînd da și o imagine asupra variației pe verticală a proprietăților rocii de bază.

Pentru rezolvarea problemei este necesară executarea a minimum trei profile de sondaje electrice, unul în axa barajului, iar celelalte două în aval și respectiv în amonte, la o distanță de 50—100 m.

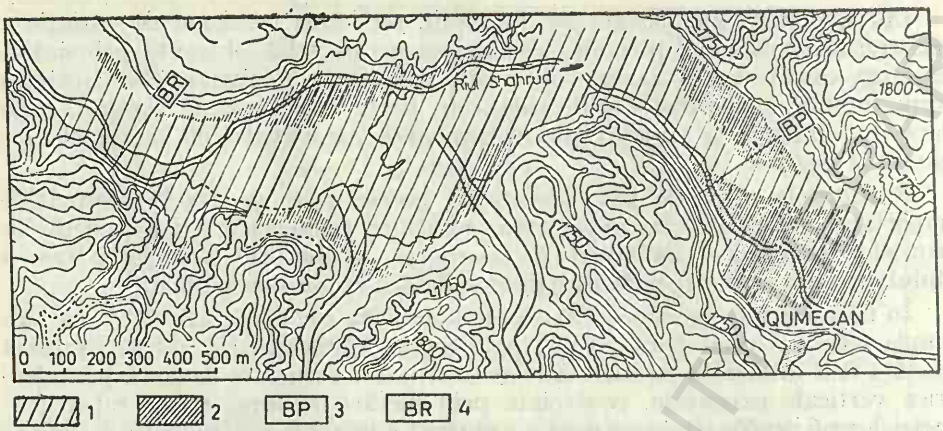



Fig. 3.10. Natura rocii de bază în valea riului Shahrud dedusă din interpretarea măsurătorilor electrometrice (după Arandjelovič, 1967):

*1* — rocă de bază consolidată; *2* — rocă de bază argiloasă; *3* — amplasamentul barajului principal; *4* — amplasamentul barajului de regularizare.

— Măsurătorile seismice prin metode bazate pe refracția undelor elastice furnizează informații cantitative privind grosimea stratelor și morfologia limitelor de separație, care completează datele obținute prin cercetări geoelectrice.

În figura 3.11 se prezintă rezultatele obținute în zona barajului Vouglans (Franța) prin cercetări seismometrice de refracție. Cu această ocazie au fost separate o serie de zone alterate la nivelul rocii de bază. Totodată s-a efectuat o zonare a coeficienților lui Poisson, punîndu-se în evidență o variație a acestora între 0,22 și 0,25. Zonele cu coeficienții Poisson mai mici sînt caracterizate prin viteze de propagare a undelor electrice mai mari, implicit prin moduli de elasticitate dinamici $E_d$ mai mari, și ca urmare, se detașează prin proprietăți mecanice superioare.

*Măsurători combinate la suprafață și în subteran.* Studiul amplasamentelor barajelor situate în văi înguste, presupun frecvent utilizarea seismometriei prin măsurători combinate, efectuate la suprafață și în subteran. Se obține astfel o imagine mai completă privind distribuția diferitelor tipuri de roci și calitatea acestora, în axa amplasamentului și în zonele învecinate.

— Măsurătorile seismice în subteran se efectuează fie în galerii (cartare microseismică a galeriilor), fie între galerii sau între foraje. În aceste situații se realizează un număr mare de determinări ale timpilor de propagare pentru diverse combinații între surse și receptori.

— Cercetările microseismice care se execută în galerii urmăresc stabilirea și zonarea parametrilor elastici ai rocilor, evaluarea vitezelor de propagare în paralel cu încercările geotehnice și determinarea indicelui de fisurare — alterare a rocilor și a adîncimii de fisurație. Cartarea microseismică în galerii contribuie la zonarea caracteristicilor fizico-mecanice ale rocilor după criteriul vitezelor de propagare a undelor elastice. Aceste măsurători microseismice pot servi ulterior la alegerea celor mai favorabile amplasamente pentru încercările geotehnice „in situ" (compresibilitate, forfecare etc.) și la stabilirea posibilităților de extrapolare a rezultatelor acestor încercări.

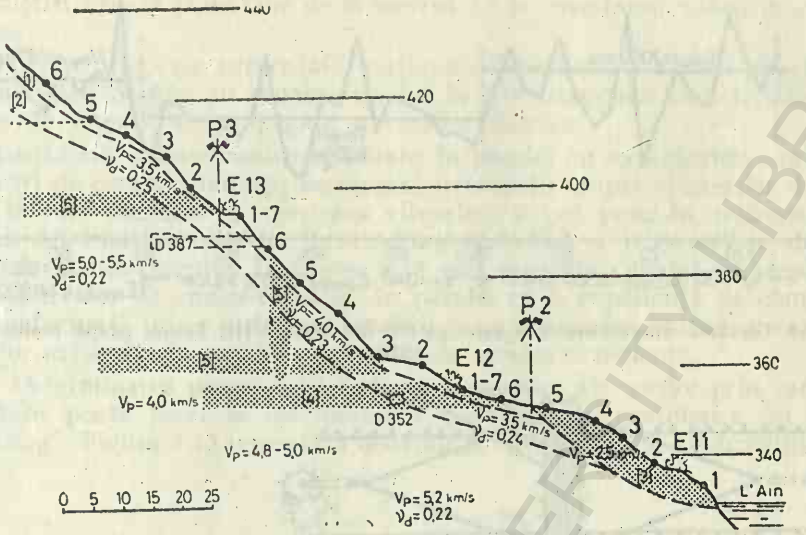



Fig. 3.11. Secțiunea în axa barajului Vouglans obținută prin interpretarea rezultatelor măsurătorilor seismice de refracție:

*1* — zonă de decompresiune drenată; *2* — zonă de decompresiune interstițială; *3* — formațiune fluvio-glaciară; *4* — zonă de roci slabe; *5* — zonă afectată de fracturi; *E* — punct de explozie; *1—7* poziția geofonilor.

În figura 3.12 este prezentat releveul geologic al unei galerii din zona UHE Lotru și curba variației vitezelor de propagare obținută prin cartarea microseismică. Se remarcă o corelație bună între viteze și caracteristicile litologice, tectonice și microtectonice ale rocilor. Astfel, zonelor de brecie

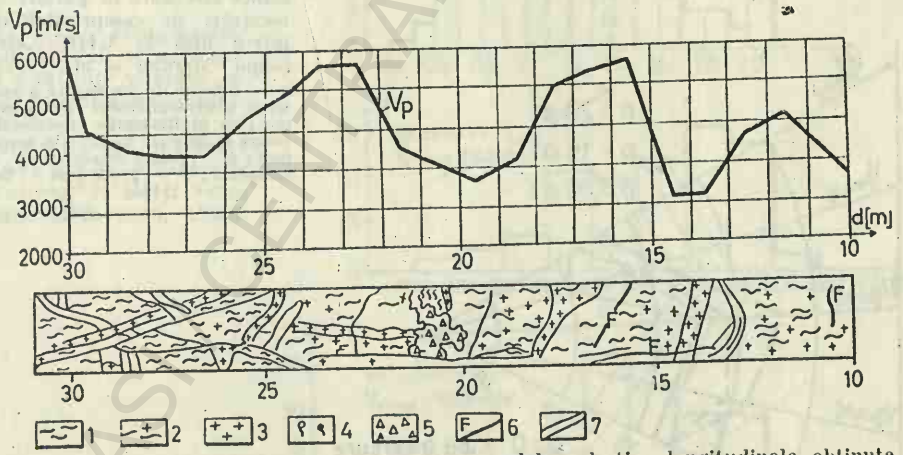



Fig. 3.12. Variația vitezelor de propagare a undelor elastice longitudinale obținute prin măsurători microseismice și releveul geologic al galeriei din zona UHE Lotru (după Merkler et al., 1970):

*1* — amfibolite; *2* — gnaise oculare; *3* — intruziuni aplitice; *4* — intruziuni cuațitice; *5* — brecii; *6* — falii; *7* — fisuri.

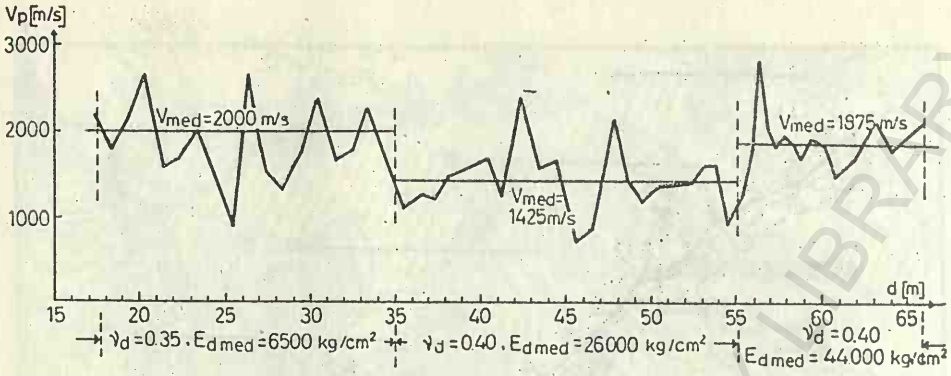
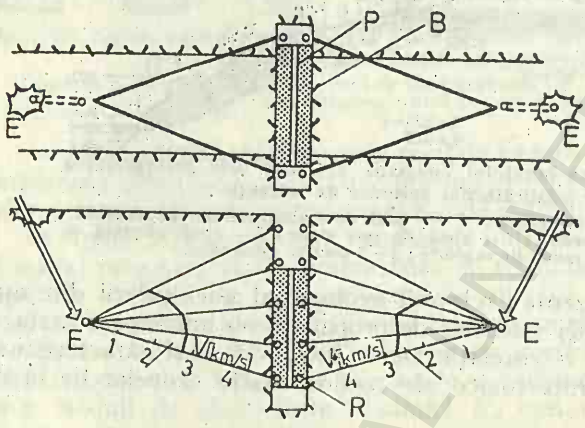



Fig. 3.13. Cartarea microseismică a unei galerii din zona UHE Someș (după Moldoveanu, 1970).



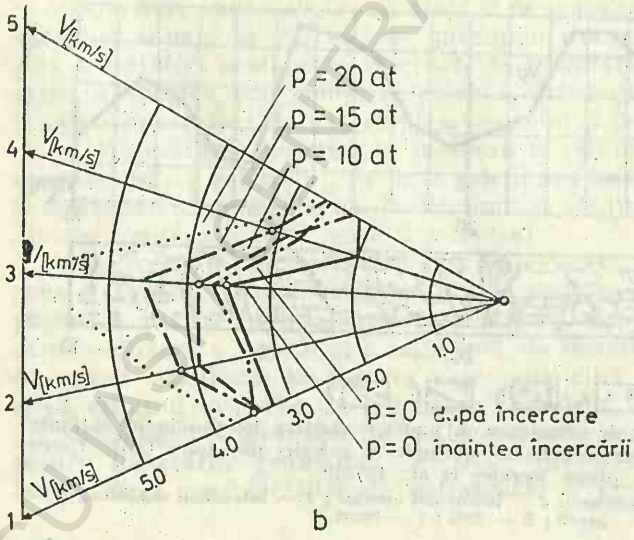




Fig. 3.14. Măsurători microseismice efectuate în paralel cu încercări de compresibilitate într-o nișă la UHE Lotru (după Merkler et al., 1967): *a* — schema de amplasare a presei și a dispozitivului microseismic; *b* — diagrame polare de viteze la diferite valori ale presiunii; *E* — punct de emisie; *R* — receptori; *P* — presă; *B* — beton.

BCU CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

de la metrii 19—24 și de falie de la metrul 15 le corespund valori de viteze scăzute.

În figura 3.13 este prezentată cartarea microseismică a unei galerii din sectorul UHE Someș, cu zonarea rocilor în trei tronsoane caracteristice, în funcție de vitezele de propagare a undelor elastice.

Măsurătorile microseismice efectuate în paralel cu experiențele „in situ" (încercări de compresibilități) furnizează informații asupra creșterilor de tensiune în roci (indicate de creșterea vitezelor) și pot pune în evidență producerea deformațiilor plastice (prin reducerea bruscă a vitezelor) pe diferite trasee de emisie-recepție. În figura 3.14 este prezentat modul de amplasare a dispozitivelor de emisie-recepție, în paralel cu o experiență de compresibilități efectuată într-o nișă a unei galerii și reprezentarea grafică a valorilor vitezelor măsurate în paralel ca rezultatele acestei experiențe.

— Determinarea proprietăților elastice-dinamice ale rocilor prin cartările de viteze poate servi la interpretarea experiențelor geotehnice „in situ", tip „tiwag". Figura 3.15 reprezintă distribuția vitezelor și a coeficienților de

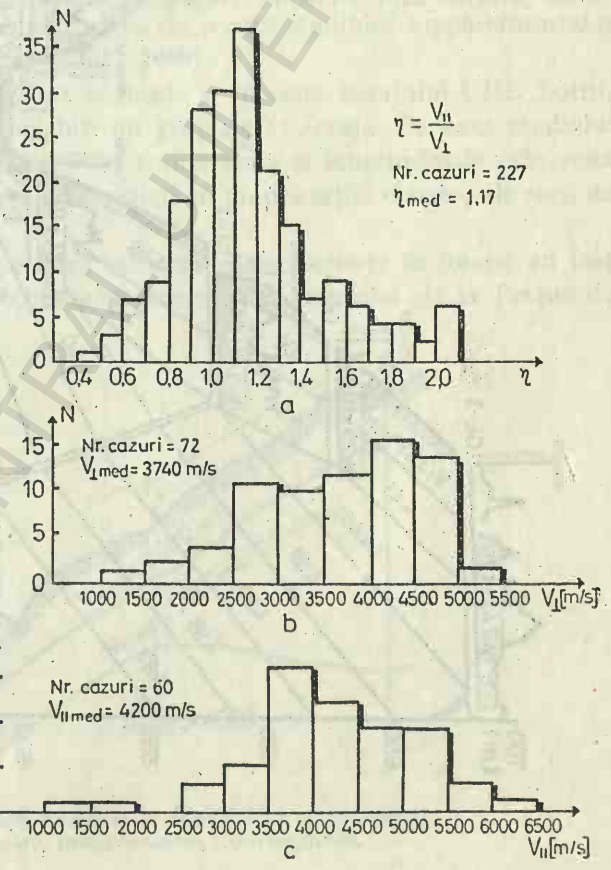



Fig. 3.15. Histogramele coeficientului de anizotropie $\eta$ (*a*), ale vitezelor de propagare pe direcție transversală (*b*) și paralelă cu stratificația (*c*), măsurate într-un puț de încărcări de tip „tiwag" la UHE Sebeș (după Moldoveanu, 1970).

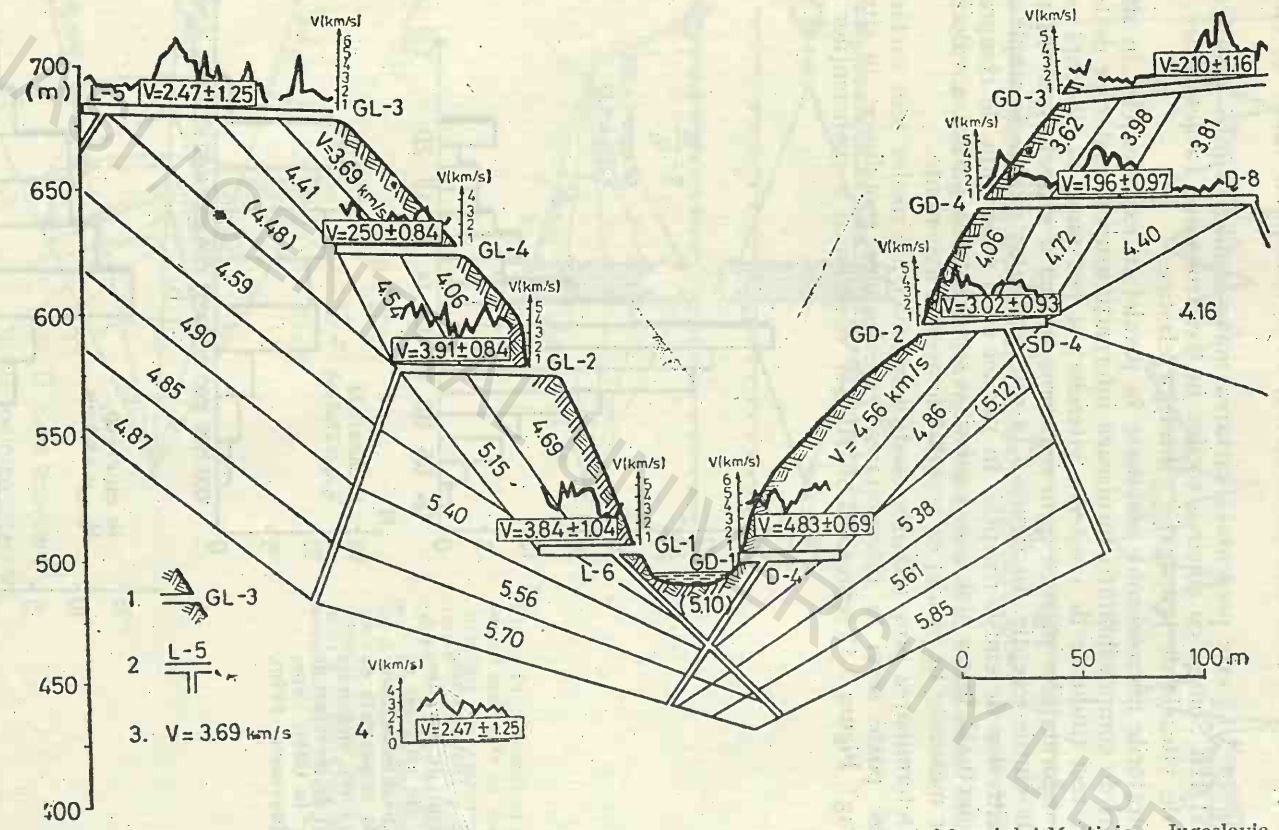



**Fig. 3.16.** Rezultatele cercetărilor seismice și microseismice efectuate în amplasamentul barajului Mratinje — Iugoslavia (după Aranjelovič, 1969):

*1* — galerie; *2* — foraj; *3* — vitezele medii de propagare ale undelor elastice măsurate între foraje, foraj-galerie sau galerii; *4* — variația vitezelor obținută prin cartare microseismică în galerii.

BCU INSTITUTUL GEOLOGIC LIBRARY

anizotropie $\eta$ a vitezelor obținute prin cartarea unui puț de încercări de tip „tiwag". Coeficientul $\eta$ a fost determinat din vitezele de propagare măsurate pe direcție paralelă și perpendiculară pe stratificație pentru același punct de măsură considerat a fi la mijlocul distanței dintre emițător și receptor. Valorile $\eta < 1$ caracterizează rocile cu proprietăți fizico-mecanice slabe. În afară de delimitarea acestor zone, prin construirea histogramelor vitezelor de propagare și a coeficientului de anizotropie se obține o apreciere globală a calității rocilor din amplasamentul cercetat.

*Procedeul vitezelor medii* constă din executarea de explozii într-un foraj, la 2—3 adîncimi prestabilite, și înregistrări în forajele adiacente la aceleași nivele (ex. 20, 45, 60 m adîncime). Pe baza timpilor primelor sosiri se calculează vitezele medii pe profile și pe compartimente de adîncime. Aceste compartimente sînt stabilite inițial, deoarece în funcție de ele sînt plasate punctele de explozie și de înregistrare.

Rezultatele sînt reprezentate grafic sub forma reprodusă în figura 3.16 în care apar valorile medii ale vitezelor de propagare pentru combinații galerie-galerie, foraj-foraj sau foraj-galerie. Pe același plan se prezintă și profilul de variație a vitezelor de propagare obținute prin cartare microseismică. Cercetările au fost efectuate cu ocazia studiului amplasamentului Mratinje (Iugoslavia) (Arandjelovič, 1969).

Rezultate interesante au fost obținute și în zona barajului UHE Lotru, prin efectuarea de înregistrări într-un grup de 11 foraje. Pe baza studiului de viteze au fost întocmite secțiuni transversale și longitudinale prin zona amplasamentului care reflectă diferențieri în proprietățile elastice ale rocii de bază (fig. 3.17).

Hărți de viteze medii, pe baza măsurătorilor efectuate în foraje, au fost realizate și cu ocazia studiului amplasamentului barajului de la Porțile de

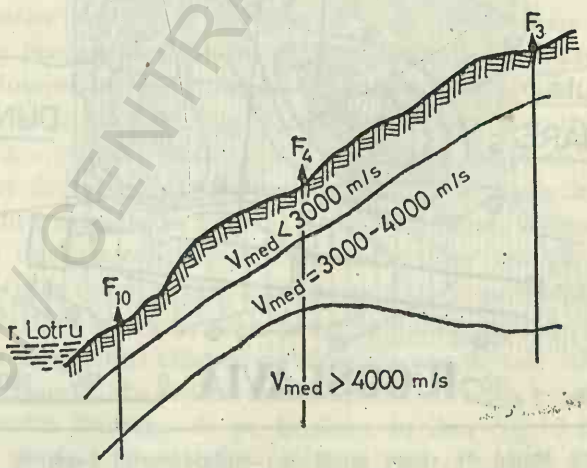



Fig. 3.17. Zonare de viteze în adîncime pe un versant la UHE Lotru, prin procedeul vitezelor medii.

Fier. Hărțile au fost întocmite pentru pachetele de roci cuprinse între 0—22 m, 22—45 m și respectiv la adîncimea de 45 m. Harta care indică valorile medii ale vitezelor pentru pachetul 0—22 m este prezentată în figura 3.18. Pentru realizarea acestei zonări, dispozitivele de emisie și de recepție au fost amplasate la trei nivele : la adîncimea maximă a forajelor (≈45 m), la mijlocul forajului (≈22 m) și imediat sub limita dintre aluviuni și formațiunile cristaline. Pentru fiecare punct de explozie s-au înregistrat succesiv în 31 foraje sosirile undelor la cei trei geofoni. Datele au fost interpretate

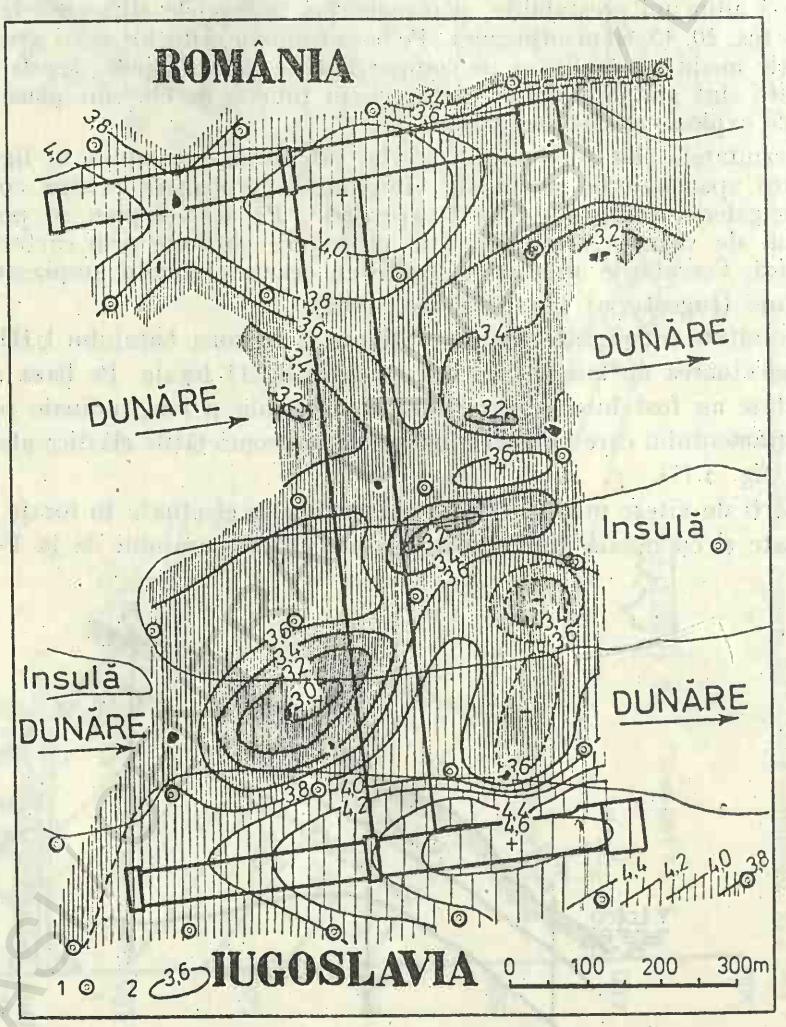



**Fig. 3.18. Hartă de viteze medii în amplasamentul barajului Porțile de Fier I pentru nivelul 0—22 m (după Aranjelovič, 1969):**
*1 — foraj; 2 — linii de egală valoare a vitezei medii.*

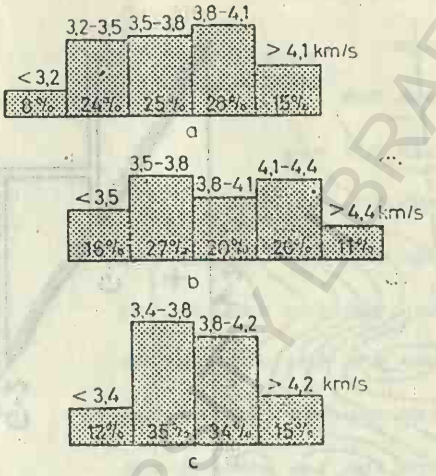



Fig. 3.19. Histogramele vitezelor medii măsurate între foraje pentru trei nivele în amplasamentul barajului Porțile de Fier I (după D. Arandjelovič, 1969):
*a* — nivelul 0—22 m; *b* — nivelul 22—45 m; *c* — nivelul 0—45 m.

statistic, obținîndu-se histograme pentru distribuția vitezelor la cele 3 nivele (fig. 3.19). Au fost obținute de asemenea curbe de variație a vitezei medii pe verticală și vitezele de strat.

Procedeul de zonare descris poate să introducă însă o serie de erori față de situația reală, dată fiind ipoteza simplificatoare admisă referitoare la traiectoria rectilinie a undelor elastice. De aceea, în unele situații se preferă să se reprezinte variația vitezelor medii sub forma unor diagrame polare de tipul celor din figura 3.20, în care sînt ilustrate rezultatele obținute prin cercetările efectuate în zona amplasamentului barajului Tikves (Arandjelovič, 1969).

*Procedeul vitezelor reale* este un procedeu de determinare automată a vitezelor reale de propagare „in situ", prin executarea de măsurători între galerii sau între foraje. Înregistrările corespund unor raze care au traversat în toate sensurile zona studiată (fig. 3.21). Metoda este iterativă; dîndu-se inițial o distribuție a vitezelor reale, se calculează apoi timpii de sosire corespunzători schemei de înregistrare. Discordanțele dintre valorile teoretice și cele măsurate indică necesitatea îmbunătățirii modelului. Procesul se repetă pînă la obținerea unei concordanțe satisfăcătoare între valorile vitezelor de propagare deduse prin calcul și cele stabilite pe cale experimentală. În final rezultă hărți de variație a vitezei reale pe care se diferențiază zonele cu roci caracterizate prin proprietăți elastice corespunzătoare de cele constituite din roci alterate sau fisurate. Procedeul a fost aplicat cu bune rezultate la studiul amplasamentului Busanga de pe Lualaba în Zair (fig. 3.22), calculele fiind confirmate și de măsurătorile presiometrice efectuate (La Porte et al. 1973).

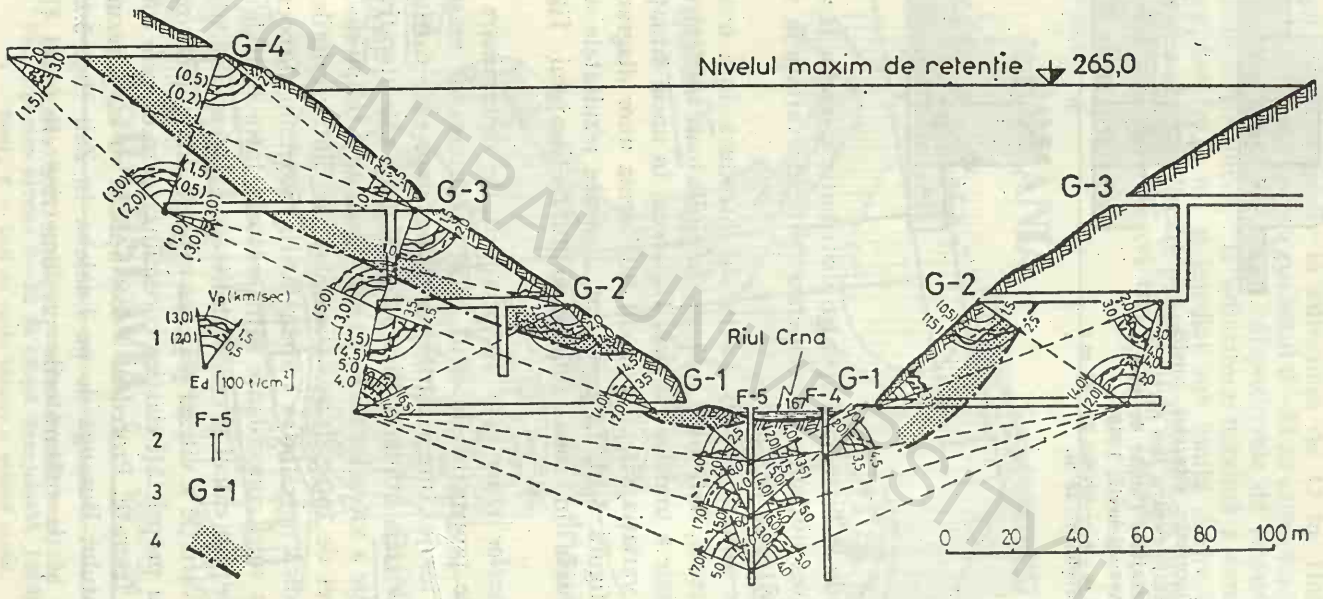



**Fig. 3.20.** Rezultatele cercetărilor seismice executate în axul barajului Tikves-Iugoslavia (după Arandjelovič, 1965): — diagramele polare ale vitezelor $V_p$ și modulilor de elasticitate dinamici $E_d$; *2* — foraj; *3* — galerie; *4* — zonă de viteze $V_p$ scăzute.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

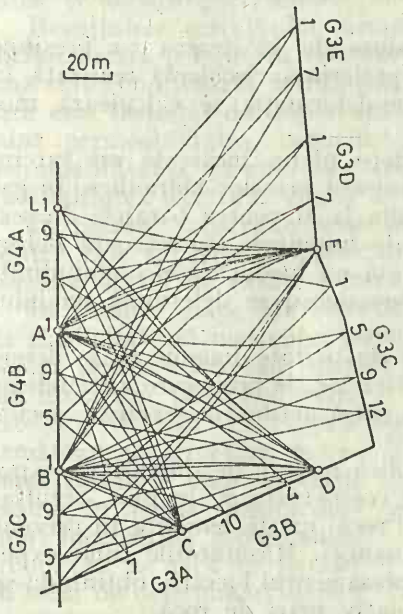



Fig. 3.21. Trasecele razelor seismice luate în considerare pentru determinarea distribuției vitezelor reale din amplasamentul centralei subterane Busanga — Zair (după La Porte et al., 1973):
*A, B, C, D E* — puncte de explozie; *1, 5, 7, 9, 11* — puncte de recepție; *G3A, B, C, D* și *G4A, B, C* — poziția dispozitivului de geofoni în galeriile *G3* și *G4*.

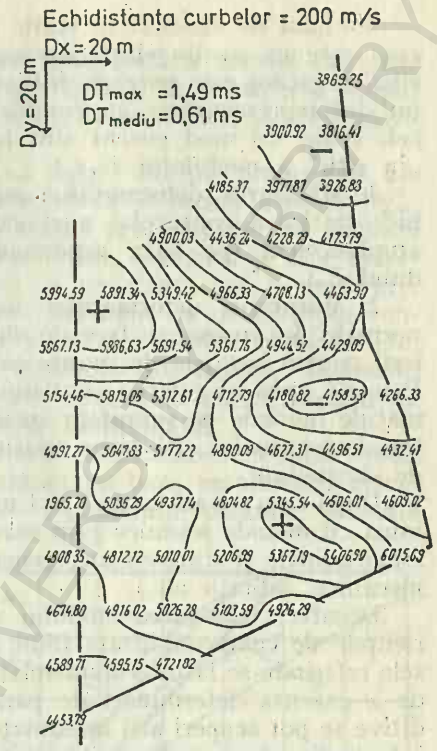



Fig. 3.22. Hartă de viteze reale în amplasamentul Busanga (Zair) obținută după 2 iterații, în ipoteza unui mediu izotrop și a unei precizii de măsurare a timpului de propagare a undelor elastice de 2 ms (după La Porte et al., 1973).

c. *Stabilirea corelațiilor dintre parametrii elastici statici și dinamici ai rocii de fundație. Determinarea indicelui de fisurare-alterare, a indicelui de calitate a rocilor și a adîncimii de fisurare*

Proprietățile care trebuie determinate într-o primă etapă pentru a caracteriza din punct de vedere fizico-mecanic terenul de fundație sînt deformabilitatea, capacitatea de rezistență normală și tangențială, permeabilitatea și eventual starea inițială de efort.

Se cunoaște că modulul de elasticitate al unui material caracterizează compresibilitatea acestuia, adică deformabilitatea și compactarea elastică sub acțiunea solicitărilor. Cu cît valoarea acestuia este mai mare, cu atît materialul este mai puțin compresibil (ceea ce face ca în cazul fundațiilor pentru baraje să se recomande roci cu moduli de elasticitate cît mai mari).

Modulul de elasticitate static $E_s$ se determină plecînd de la ipoteza că roca este un mediu elastic, omogen și izotrop. Deoarece compactarea „in situ" a rocilor este puternic influențată de fisurație, încercările de laborator nu sînt reprezentative, ele conducînd la valori în general mai ridicate decît cele reale. În mod curent sînt folosite două metode pentru determinarea „in situ" a modulului $E_s$:

1. Măsurarea deformațiilor radiale produse de încărcarea cu presiune hidrostatică a conturului unei galerii (de preferință circulară) realizată în amplasament (pe baza raportului presiune-deformație se calculează modulul $E_s$).

2. Măsurarea deformațiilor unei suprafețe plane încărcate cu sarcini normale. Încărcarea se face de obicei cu ajutorul preselor hidraulice, în galerii pentru barajele de munte sau în incinta la zi pentru barajele de șes. Peretele opus al galeriei constituind baza de împingere, se măsoară deformațiile normale pe suprafața rocii considerată un mediu elastic semiinfinit, linear deformabil. Pe baza relațiilor lui Boussinesq se determină modulul de elasticitate.

După cum s-a arătat în § 3.1 modulul de elasticitate dinamic $E_d$ se determină cu metode seismice prin măsurarea vitezelor de propagare ale undelor longitudinale și transversale, generate de o sursă artificială (explozii, șocuri mecanice, vibrații etc.).

Deoarece măsurarea modului static implică o serie de dificultăți, experiențele de compresibilitate fiind destul de costisitoare și, în plus, rezultatele referindu-se la un volum relativ mic de rocă, există tendința în prezent de a executa determinări de parametri dinamici. Măsurătorile fiind expeditive se pot acoperi arii însemnate din amplasamentul lucrării, obținîndu-se informații corespunzătoare unor volume relativ mari de rocă.

Pentru interpretarea corectă a rezultatelor se caută stabilirea unor corelații cît mai exacte între rezultatele determinărilor statice și dinamice.

Existența acestor relații permite, cu ajutorul unor metode mai simple și cu un volum de lucrări mai mic, să se aprecieze rezistența, deformabilitatea și permeabilitatea în diferite părți ale masivului, fără a recurge la un număr mare de încercări statice asupra rocilor, care implică un volum mare de lucrări cu un cost ridicat și un timp îndelungat de execuție. Modulul de elasticitate static, obținut prin măsurători punctuale, poate fi extrapolat asupra masivului pe baza corelației dintre rezultatele cercetărilor prin metodele geofizice (seismo-acustice, carotaj electric și radioactiv) și rezultatele încercărilor statice ale rocilor.

Pentru compararea valorilor modulului de elasticitate dinamic cu valorile modulului de elasticitate static, trebuie să se îndeplinească următoarele condiții:

— caracterizarea unor volume de rocă egale ca mărime;

— raportarea datelor la același tronson de rocă;

— efectuarea comparației valorilor care caracterizează roca, în condiții similare (saturare cu apă, conservare etc.).

Pentru cazul mediilor elastice ideale, valorile modulilor de elasticitate static și dinamic sînt identice. Diferența dintre masivele de roci stîncoase și mediile elastice ideale determină o diferență sensibilă a valorilor modu-

lilor static și dinamic de elasticitate. Cauza principală a acestei diferențe este viscozitatea proprie rocilor stîncoase, care depinde de valoarea și timpul acțiunii sarcinii aplicate. O influență mare o au, de asemenea, și neomogenitatea și anizotropia rocilor.

Rezultatele cercetărilor demonstrează că între diferite proprietăți ale rocilor există o legătură reciprocă. Pentru masivele stîncoase această legătură este condiționată de influența fisurării asupra proprietăților lor, fisurare care este deosebit de importantă pentru fundațiile barajelor și care determină permeabilitatea, capacitatea portantă și rezistența lor la forfecare, deformabilitatea, precum și o serie de parametri fizici ca de exemplu conductibilitatea electrică, viteza de propagare a undelor elastice în masiv etc.

În prezent, pentru o serie de condiții concrete din natură, îndeosebi pentru cele întîlnite la proiectarea barajelor mari, s-au stabilit relații de corelare destul de exacte pentru proprietățile menționate.

În primele etape ale cercetării unui teren de fundare, modulul static de elasticitate al masivului poate fi determinat pe baza rezultatelor cercetărilor seismice folosind relațiile de corelare cu modulul dinamic, preluate din literatură pentru diferite categorii de roci. În etapele următoare ale cercetării, în vederea stabilirii unor corelații exacte, în fiecare tronson destinat încercărilor geomecanice trebuie să se facă în paralel cu seria de determinări statice (geomecanice) asupra modulului de elasticitate și o serie de cercetări seismoacustice (profilare seismică în galerii, măsurători cu ultrasunete etc.).

Rezultatele experiențelor arată existența unei funcții univoce între valorile modulilor dinamici și statici de elasticitate pentru rocile respective.

În figura 3.23 se prezintă corelarea obținută de Bali și Mosur (1974) între viteza de propagare a undelor elastice longitudinale $V_p$ și modulii statici pentru cîteva tipuri de roci.

Rezultatele cercetărilor efectuate pînă în prezent asupra permeabilității rocilor au arătat de asemenea o relație satisfăcătoare între valoarea

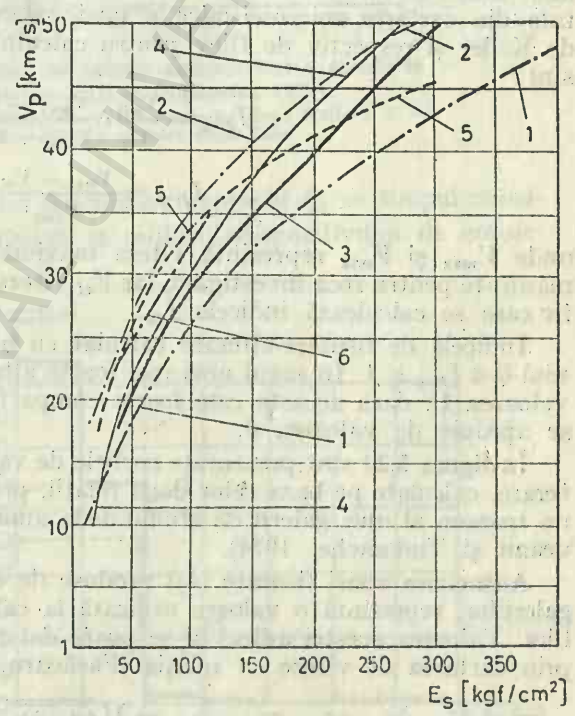



Fig. 3.23. Relația dintre viteza undelor elastice longitudinale și modulul static de elasticitate pentru cîteva tipuri de roci:
*1* — roci cu calități mecanice medii, după Bali; *2* — roci cu calități mecanice medii, după Mosur; *3* — șisturi cristaline; *4* — calcare; *5* — calcare; *6* — diorite.

coeficientului de permeabilitate și a indicatorilor care caracterizează intensitatea fisurării rocilor, (rezistivitatea electrică specifică a rocilor, viteze de propagare a undelor longitudinale și transversale etc.).

Toate acestea dovedesc posibilitatea aplicării diferitelor relații de corelare cantitativă pentru caracterizarea proprietăților constructive principale ale unor zone din fundațiile barajelor și, în general, pentru estimarea condițiilor geologice-inginerești ale amplasamentului. Cele mai eficiente sînt relațiile de corelare ale acestor proprietăți cu parametrii seismoacustici ai rocilor.

Stabilirea caracteristicilor elastice ale rocilor în zona unui amplasament hidrotehnic este foarte importantă, mai ales acolo unde se presupune existența unor zone mai intens alterate, ca și în zonele unde rocile prezintă fenomene de decomprimare (în galerii, ca urmare a excavațiilor efectuate cu ajutorul exploziilor).

În scopul aprecierii cît mai obiective a fenomenului de alterare — fisurare a rocilor, Keller (1966) și ulterior, Iliev (1967), au propus utilizarea unor indici de fisurare-alterare determinați pe baza valorilor vitezelor rezultate din cartarea microseismică a unei galerii. Relațiile empirice stabilite de Keller și respectiv de Iliev pentru calculul indicelui de fisurare-alterare sînt :

$$I_{f-a} = \frac{V_{min}}{V_{ef}} \cdot \frac{V_{max} - V_{ef}}{V_{max} - V_{min}} \tag{3.35}$$

$$I_{f-a} = \frac{V_{max} - V_{ef}}{V_{max}} \tag{3.36}$$

unde $V_{max}$ și $V_{min}$ reprezintă viteza maximă și respectiv viteza minimă măsurate pentru roca investigată, iar $V_{ef}$ viteza efectivă, măsurată în punctul în care se calculează indicele $I_{fa}$.

Indicele de fisurare-alterare calculat cu aceste relații variază în domeniul $0 \leqslant I_{f-a} \leqslant 1$. În cazul unei roci foarte alterate și fisurate $I_{fa}$ tinde către valoarea 1 ; dacă aceasta este foarte compactă, indicele de fisurare-alterare se apropie de valoarea 0.

În figura 3.24 sînt prezentate curbele de variație a indicilor de fisurare-alterare, calculate pe baza celor două relații, precum și curba vitezelor pentru un tronson al unei galerii de studiu de la amenajarea U.H.E. Lotru (Moldoveanu și Tudorache, 1974).

Adîncimea zonei fisurate ($h_f$) produse de exploziile folosite la excavarea galeriilor, reprezintă o valoare utilizată la calculul dimensionării cămășuielilor. Valoarea acestei adîncimi se poate determina folosind datele obținute prin cartarea de viteze cu relația (Făcăoaru, 1965)

$$h_f = \frac{d}{2} \sqrt{\left(\frac{t_{ef}}{t_{min}}\right)^2 - 1} \tag{3.37}$$

valabilă pentru cazul unei singure fisuri, situate într-un material relativ omogen. În această relație $h_f$ reprezintă adîncimea fisurii, $d$ — lungimea dispozitivului de emisie-recepție, $t_{min}$ — timpul măsurat în cazul în care fisura

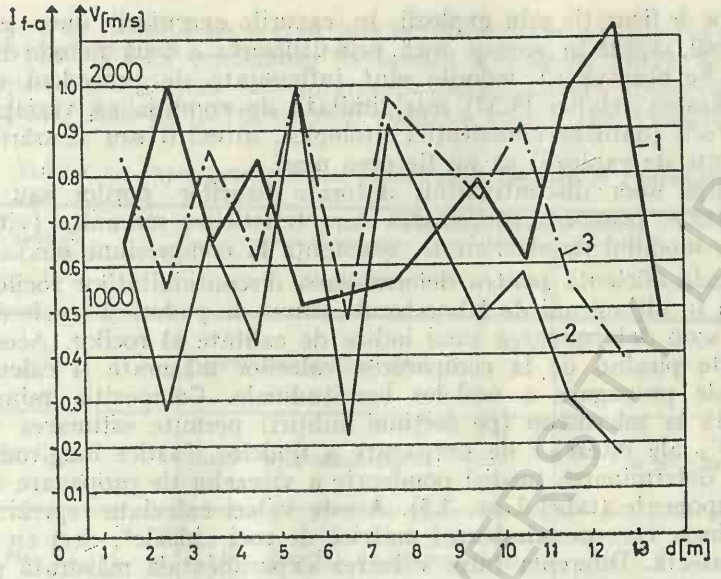



Fig. 3.24. Diagramele indicilor de fisurare-alterare într-o galerie la UHE Someș (după Moldoveanu și Tudorache, 1974):
*1* — curba de viteze; *2* — indicele de fisurare calculat după Keller; *3* — indicele de fisurare-alterare calculat după Iliev.

este situată în afara dispozitivului de emisie-recepție și $t_{ef}$ — timpul măsurat în cazul în care fisura este situată la mijlocul dispozitivului de emisie-recepție.

Relația (3.37) a fost folosită în cazul galeriilor săpate în roci stîncoase de la UHE Lotru, în condiții în care fisurile sînt dispuse neregulat, iar materialul investigat apare relativ neomogen din punct de vedere al proprietăților elastice. Deși a fost aplicată în condiții care diferă de cele presupuse la stabilirea ei, valorile $h_f$ obținute corespund adîncimii zonei fisurate estimate prin alte metode.

În figura 3.25 sînt prezentate după Merkler et al. (1970) histogramele

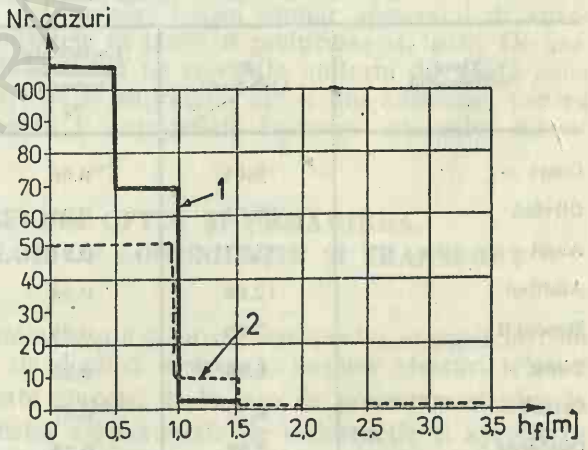



Fig. 3.25. Histogramele adîncimilor de fisurație:
*1* — galerie cu avansare prin excavații manuale; *2* — galerie cu avansare prin explozii dirijate.

adîncimilor de fisurație prin explozii, în cazurile executării unor galerii cu același profil, săpate în aceeași rocă, prin utilizarea a două metode diferite de excavare. Se observă că valorile sînt influențate de procedeul de excavare. Utilizarea relației (3.37) este limitată de condiția ca variațiile vitezelor în rocă (datoate constituției litologice, alterării sau fisurărilor existente înainte de explozii) să nu fie prea mari.

Existența unor discontinuități datorate fisurilor, porilor sau alterării unor minerale, provoacă diminuarea caracteristicilor mecanice (vitezele de propagare, modulul de elasticitate, rezistența la compresiune etc.).

O metodă eficientă pentru determinarea discontinuităților rocilor a fost dezvoltată în ultimii ani de laboratorul central de poduri și șosele din Paris și are ca scop determinarea unui indice de calitate al rocilor. Acest indice se definește plecînd de la compararea valorilor măsurate și calculate ale vitezelor de propagare a undelor longitudinale. Compoziția mineralogică determinată la microscop (pe secțiuni subțiri) permite estimarea valorilor teoretice $V_P$ ale vitezelor de propagare a undelor elastice longitudinale în rocă, prin determinarea mediei ponderate a vitezelor de propagare în mineralele componente (tabelul nr. 3.3). Aceste valori calculate reprezintă limitele superioare corespunzînd unei matrice de roci „ideale", deci cu o continuitate perfectă. Diferența între valoarea experimentală măsurată pe eșantionul de rocă $V_m$ și valoarea teoretică calculată $V_P$ pe baza compoziției mineralogice este dată de discontinuitățile din rocă și se exprimă prin indicele de calitate: $I_c(\%) = \frac{V_m}{V_P} \times 100$. Valorile indicelui de calitate variază în limite destul de largi: 100 pentru roci perfect sănătoase (în care caz $V_m = V_P$) și 30—40 pentru roci foarte alterate.

*Tabelul 3.3.* **Caracteristicile elastice medii pentru cîteva minerale** (după Alexandrov)

| Tipul mineralului | $E$ [$10^5$ bari] | Coeficientul dinamic Poisson $\nu_d$ | $V_p$ [km/s] | $V_s$ [km/s] |
|---|---|---|---|---|
| Cuarț | 9,64 | 0,08 | 6,03 | 4,11 |
| Olivină | 20,01 | 0,24 | 8,10 | 5,16 |
| Augit | 14,37 | 0,24 | 7,20 | 4,17 |
| Amfibol | 12,88 | 0,28 | 7,21 | 3,99 |
| Muscovit | 7,89 | 0,25 | 5,81 | 3,36 |
| Biotit | 6,96 | 0,25 | 5,13 | 2,98 |
| Ortoză | 6,72 | 0,27 | 5,69 | 3,26 |
| Oligiocaz | 8,08 | 0,28 | 6,26 | 3,45 |
| Magnetit | 23,08 | 0,26 | 7,41 | 4,20 |
| Calcit | 8,10 | 0,28 | 6,66 | 3,39 |

Aprecierea calității rocilor în funcție de indicele de calitate $I_c$ se poate face pe baza datelor prezentate în tabelul 3.4. Acest indice de calitate a rocilor permite obținerea unei informații globale asupra ansamblului de discontinuități, dînd posibilitatea unei zonări a rocilor din fundația barajelor.

*Tabelul 3.4.* **Aprecierea calității rocilor după Tourenq și Fourmaintraux**

| Indicele de calitate $I_c$ | Aprecierea calității rocilor | |
|---|---|---|
| | Medii fisurate | Medii poroase |
| >95 | Foarte bună: fără alterare | $n < 3\%$ |
| 90—95 | Bună: ușor alterată | $n \approx$ 3 la 8% |
| 80—90 | Medie: început de alterare foarte clar | $n \approx$ 8 la 15% |
| 60—80 | Mediocră: puternic alterată | $n \approx$ 15 la 25% |
| <60 | Slabă: foarte puternic alterată | $n >$ 25% |

Această metodă necesită determinări pe un număr apreciabil de eșantioane de rocă pentru ca rezultatele să poată fi prelucrate statistic. De asemenea, este necesar ca eșantioanele să fie recoltate uniform din toată zona amplasamentului cercetat, atît de la suprafață, cît și din adîncime, pentru ca rezultatele obținute să poată fi extrapolate la scara întregului masiv.

## 3.3. STABILIREA TRASEULUI OPTIM ȘI URMĂRIREA COMPORTĂRII CĂILOR DE COMUNICAȚIE ȘI TRANSPORT

Realizarea căilor de comunicație și a celor de transport a energiei într-un ritm accelerat și în condiții de deplină siguranță, impune eforturi tehnice și financiare deosebite. În toate etapele, de la faza de proiectare și pînă la execuție, de la stabilirea zonelor cu materiale de construcție și aprecierea calității acestora și pînă la urmărirea continuă în timpul exploatării a comportamentului căilor de comunicație și de transport, sînt necesare cercetări multidisciplinare, care folosesc metode și tehnici variate de investigare. În

ultimele două decenii, volumul lucrărilor geofizice destinate rezolvării unora din problemele specifice acestui domeniu de activitate a crescut considerabil.

În etapa de proiectare a lucrărilor, principala contribuție a metodelor geofizice constă în stabilirea caracteristicilor geologice și hidrogeologice, în vederea selectării traseului optim al căii de comunicație sau de transport a energiei. O atenție deosebită trebuie acordată localizării terenurilor mlăștinoase sau neconsolidate, zonelor potențiale de alunecări, formațiunilor carbonatice carstificate etc., care pun probleme tehnice speciale, în situațiile cînd asemenea sectoare nu pot fi evitate. În zonele carstice, cercetările geofizice sînt solicitate să individualizeze sectoarele intens fisurate sau chiar golurile subterane și să clarifice caracteristicile hidrogeologice (sursele de apă și căile de alimentare, direcția și viteza de curgere a apelor subterane etc.).

Exceptînd unele tipuri de lucrări (galerii, tunele), adîncimea de investigație solicitată se rezumă la secțiunea superioară a profilului geologic. În multe cazuri, cercetările geofizice trebuie să furnizeze informații privind alcătuirea litologică a rocii de bază și grosimea formațiunilor superficiale, în vederea aprecierii volumului maselor care urmează a fi excavate. Dacă adîncimea de investigație solicitată este redusă, procedeele selectate trebuie să furnizeze date de ordin cantitativ sau cvasicantitativ asupra alcătuirii geologice a subsolului.

În etapa de exploatare a căilor de comunicație și de transport a energiei, metodele geofizice, privite ca metode de încercare nedestructivă a materialelor, aduc informații prețioase cu privire la starea tehnică a suprastructurii artificiale și a substratului său. La căile de comunicație electrificate (trenuri, tramvaie) determinarea variațiilor rezistivității terenului servește la proiectarea instalațiilor de centralizare electrodinamică a semnalelor și comenzilor.

În acord cu problematica abordată, electrometria și seismometria, prin procedee și tehnici de lucru adecvate, sînt folosite intensiv și cu rezultate semnificative. În cazuri particulare (corpuri metalice îngropate, goluri subterane etc.) își găsesc aplicabilitate tehnicile micromagnetismului și microgravimetriei.

*Cercetări geofizice în etapa de proiectare a căilor de comunicație.* În această etapă, cercetările geofizice furnizează date necesare pentru alegerea variantelor optime ale traseelor căilor de comunicație.

La *trasarea drumurilor sau străzilor* se execută măsurători geofizice în rețele de mare detaliu. De cele mai multe ori, metoda rezistivității, cu echidistanța punctelor de observație variind în intervalul 2—5 m, asigură rezultate de bună calitate. În acest caz, alegerea liniei de emisiune $AB$ pentru sondajele electrice verticale trebuie să permită investigarea subsolului doar pînă la adîncimi de 4—6 m. În figura 3.26 se prezintă o secțiune geologică dedusă prin interpretarea cantitativă a diagramelor S.E.V., în cadrul căruia s-au separat o serie de strate, caracterizate prin rezistivități reale diferențiate. Roca de bază este neomogenă, fiind alcătuită dintr-un pachet inferior de argile cu rezistivități cuprinse între 50 și 200 Ωm și un pachet superior de nisipuri și pietrișuri permeabile, cu rezistivități elevate (>200 Ωm). În

pachetul de nisipuri și pietrișuri apar și intercalații argiloase identificate prin valori scăzute ale rezistivității. Materialul de umplutură (pietrișuri și nisipuri) care va constitui patul străzii se detașează prin valori ale rezistivității de 50 pînă la 200 Ωm.

Metoda SEV este utilizată la trasarea axelor șoselelor sau căilor ferate, în vederea determinării grosimii depozitelor eterogene din imediata vecinătate a suprafeței. Pentru exemplificare, în figura 3.27 se prezintă o secțiune geologică rezultată din interpretarea datelor SEV.

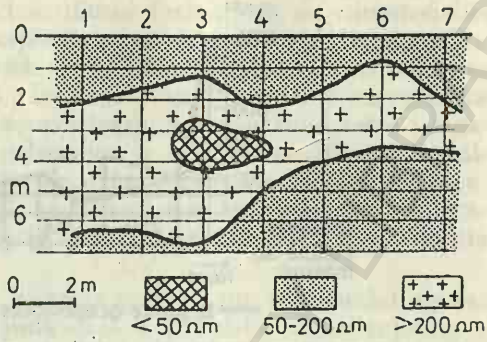



Fig. 3.26. Secțiune geoelectrică rezultată prin interpretarea sondajelor electrice verticale executate pe o stradă.

La *trasarea axelor tunelurilor de pe căile de comunicație, a galeriilor miniere de diverse tipuri, a galeriilor de aducțiune de la centralele hidroelectrice* etc. măsurătorile se fac în puncte de observație mai larg spațiate, prin adoptarea unor tehnici care să asigure o adîncime mai mare de investigație. În asemenea situații se recomandă executarea unei rețele de sondaje electrice verticale sau cel puțin a trei profile paralele, din care profilul central trebuie să coincidă cu proiecția la suprafață a axei tunelului sau galeriei. Echidistanța acestor profile este de aproximativ 150—200 m și depinde de adîncimea proiectată a tunelului sau galeriei față de suprafața topografică. Distanța între punctele de observație SEV pe profile este cuprinsă de obicei între 100 și 150 m, în funcție de adîncimea de investigație necesară.

Rezultate interesante au fost obținute la trasarea tunelului Semmering, situat pe direcția căii ferate Viena—Triest (Fritsch 1960). Condițiile geologice locale au fost deosebit de grele, deoarece acest tunel trebuia să străbată formațiuni calcaroase-dolomitice caracterizate printr-o carstificare accentuată. În figura 3.28 sînt prezentate profile de variație a rezistivității rocii de bază (curba întreruptă) și a depozitelor acoperitoare. Valorile scăzute indicate de ambele curbe (100—200 Ωm) arată gradul avansat de carstificare a formațiunilor carbonatice.

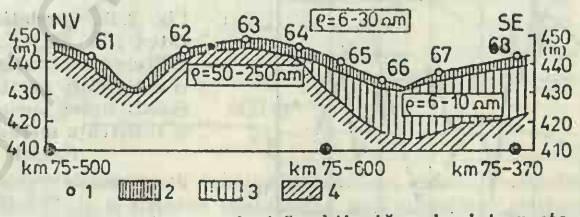



Fig. 3.27. Secțiune geologică obținută prin interpretare SEV pe traseul căii ferate Belgrad — Bar, Iugoslavia (după Arandjelovič, 1969):

*1* — punct de SEV; *2* — strat de suprafață eterogen; *3* — rocă argiloasă; *4* — serpentinit, peridotit.

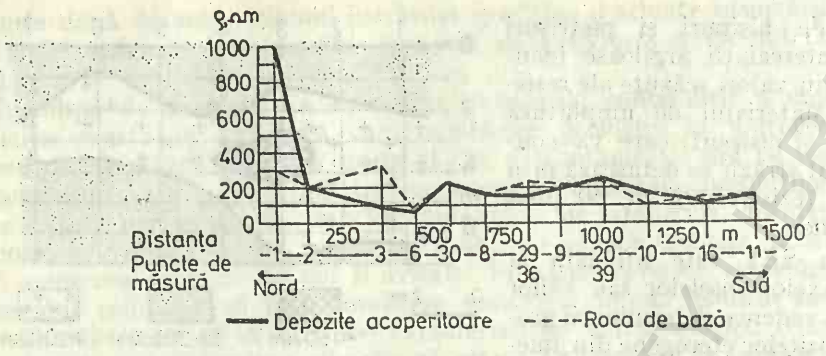



Fig. 3.28. Profile de variație a rezistivității rocii de bază (curba întreruptă) și a formațiunii acoperitoare (curba continuă) pe traseul proiectat al tunelului Semmering (după Fritsch, 1960).

Cu această ocazie s-a stabilit o strînsă corelație între rezistivitatea electrică și condițiile hidrologice și geomecanice ale calcarelor și dolomitelor. Astfel, minimul de rezistivitate, plasat în dreptul punctului de observație *6*, coincide cu o zonă fisurată circulată de apă.

În timpul executării lucrărilor de excavație au fost realizate și măsurători în subteran, pentru determinarea rezistivității apelor de infiltrație. Ele au urmărit evidențierea unor intercalații de gips care, prin dizolvare, conduc la o scădere marcantă a rezistivității apei. După cum se observă din figura 3.29, între rezistivitatea electrică a apei și rezistența mecanică a rocilor, stabilită prin încercări geomecanice, se constată o corelație satisfăcătoare. Rezultatele obținute arată că în zonele puternic fisurate apele de infiltrație se mineralizează mai intens, fapt care determină scăderea rezistivității. Aceste zone sînt puse de asemenea în evidență și de variația procentuală a rezistivității apelor subterane în raport cu rezistivitatea apelor de suprafață.

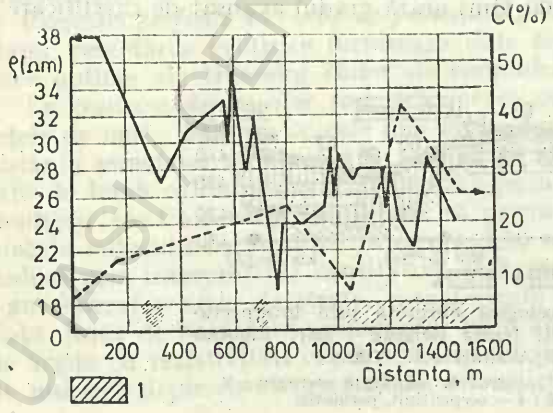



Fig. 3.29. Corelația dintre rezistivitatea ρ a apelor de infiltrație din subteran, variația procentuală a rezistivității acestora în raport cu rezistivitatea apelor de suprafață *C* și rezistența mecanică a rocilor (după Fritsch, 1960):

*1* — zonă de roci cu rezistență mecanică redusă.

În unele situații, cercetările geofizice trebuie să precizeze secțiunea superioară a profilului geologic și contactele dintre formațiuni cu caracteristici petrofizice diferențiate. Pentru exemplificare se prezintă rezultatele obținute la trasarea axei tunelului Bukovik de pe linia ferată Gostivar—Kiceve din Jugoslavia (Arandjelovič, 1969). În acest caz, obiectivul cercetărilor a fost stabilirea grosimii depozitelor acoperitoare, a contactului între formațiunile carbonatice și metamorfitele paleozoice, a zonelor carstificate în calcare și eventual a unor accidente rupturale. Din secțiunea geologică, construită pe baza interpretării curbelor SEV, rezultă că tunelul va traversa formațiunile carbonatice pe o distanță de circa 300 m, după care va intercepta șisturile paleozoice (fig. 3.30).

În cercetările pentru amenajări hidroenergetice, un rol special revine studiilor care urmăresc amplasarea judicioasă a galeriilor de aducțiune, a canalelor de fugă ale centralelor hidroelectrice și a altor construcții subterane. Scopul principal al cercetărilor este cunoașterea detaliată a condițiilor geologice, geotehnice și hidrogeologice locale, pentru a putea fi prevăzute în proiectul de execuție marea majoritate a lucrărilor necesare realizării obiectivului. Ele trebuie să conducă în final la alegerea variantei optime din punct de vedere tehnic și economic.

De obicei, în asemenea situații se aplică simultan mai multe metode geofizice, urmate obligatoriu de lucrări miniere ușoare sau de foraj. Măsurătorile geofizice se execută atît la suprafață cît și în subteran (găuri de sondă sau galerii și puțuri miniere). Seismometria de refracție poate aduce informații privind prezența accidentelor rupturale și a zonelor carstificate, precum și date asupra proprietăților mecanice ale rocilor. Metoda microseismică, aplicată în subteran, contribuie la determinarea parametrilor geomecanici,

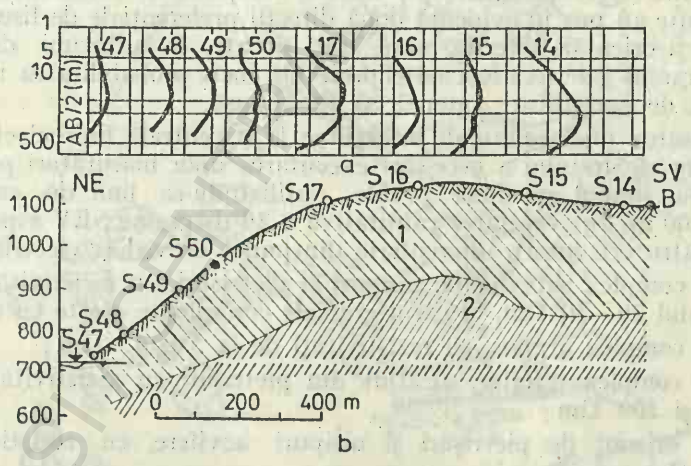



Fig. 3.30. Determinarea poziției contactului dintre formațiunile carbonatice (*1*) și șisturile cristaline (*2*) prin măsurători electrometrice pe traseul proiectat al tunelului Bukovik, Iugoslavia (după Arandjelovič, 1969):
*a* — curbe de SEV; *b* — secțiune geoelectrică.

ale căror valori sînt comparate și cu rezultatele altor tipuri de măsurători. Cercetările geoelectrice și gravimetrice se execută la suprafață pentru precizarea condițiilor hidrogeologice, iar în zonele de dezvoltare a formațiunilor carbonatice pentru identificarea golurilor subterane și a sectoarelor fisurate.

În vederea stabilirii amplasamentului galeriei de aducțiune pentru o centrală hidroelectrică din zona Valea Iadului (Munții Apuseni) s-au efectuat cercetări integrate, geoelectrice și gravimetrice. Întrucît galeria urma să străbată o zonă de calcare, care la suprafață prezenta puternice fenomene de fisurare și carstificare, cercetările geofizice aveau drept obiectiv principal conturarea sectoarelor de compactare a formațiunilor carbonatice.

Măsurătorile geoelectrice prin metoda SEV executate într-o rețea de 7 profile, au urmărit localizarea anomaliilor de maxim ale rezistivității aparente. Pentru a înlătura ambiguitatea interpretării rezultatelor, avînd în vedere că maxime de rezistivitate apar și deasupra golurilor carstice, ele au fost asociate cu măsurători gravimetrice de mare detaliu, care pun în evidență maxime locale în zonele de compactare a calcarelor și minime în zonele carstificate.

În paralel a fost utilizată și metoda potențialului natural, în ideea că fenomenul de electrofiltrație ascendentă sau descendentă a apei prin calcarele fisurate și carstificate pot să producă potențiale electrice detectabile.

După cum rezultă din figura 3.31, între datele gravimetrice și geoelectrice se remarcă o corelație satisfăcătoare, aliniamentele pe care se plasează maximele de rezistivitate, minimele de gravitate și minimele de *PN* corespunzînd unor zone carstificate. Pe baza datelor geoelectrice s-a realizat un model de simulare a zonei investigate, care a condus la stabilirea distribuției sectoarelor constituite din calcare compacte și carstificate. Rezultatele obținute au pus în evidență două direcții preferențiale de fisurare și carstificare, cu orientări diferite, care sînt situate, la adîncimi distincte. Ca urmare, traseul galeriei a fost astfel proiectat încît probabilitatea intersectării unei zone de carstificare intensă să fie redusă.

Amplasarea unei galerii de aducțiune la o centrală hidroelectrică de pe malul stîng al Siretului a necesitat executarea unor măsurători prin metoda SEV, de-a lungul a două profile, utilizîndu-se linii de emisiune cu $AB = 1\,200$ m. Interpretarea cantitativă a 20 diagrame SEV a permis separarea a patru orizonturi, diferențiate din punct de vedere electric:

— un complex superior de nisipuri și pietrișuri, cu rezistivități cuprinse în intervalul 20—50 Ωm, al cărui grad de consolidare crește cu adîncimea;

— un complex argilos, cu rezistivități de la 5 la 15 Ωm;

— un complex inferior, alcătuit din pietrișuri cu rezistivități cuprinse între 30 și 100 Ωm;

— un orizont de pietrișuri și nisipuri acvifere, cu rezistivitatea de circa 20 Ωm.

Ținînd cont de lungimea galeriei și de caracteristicile secțiunii geologice, s-a propus realizarea galeriei în cadrul complexului inferior, constituit din material detritic cu un conținut redus de apă.

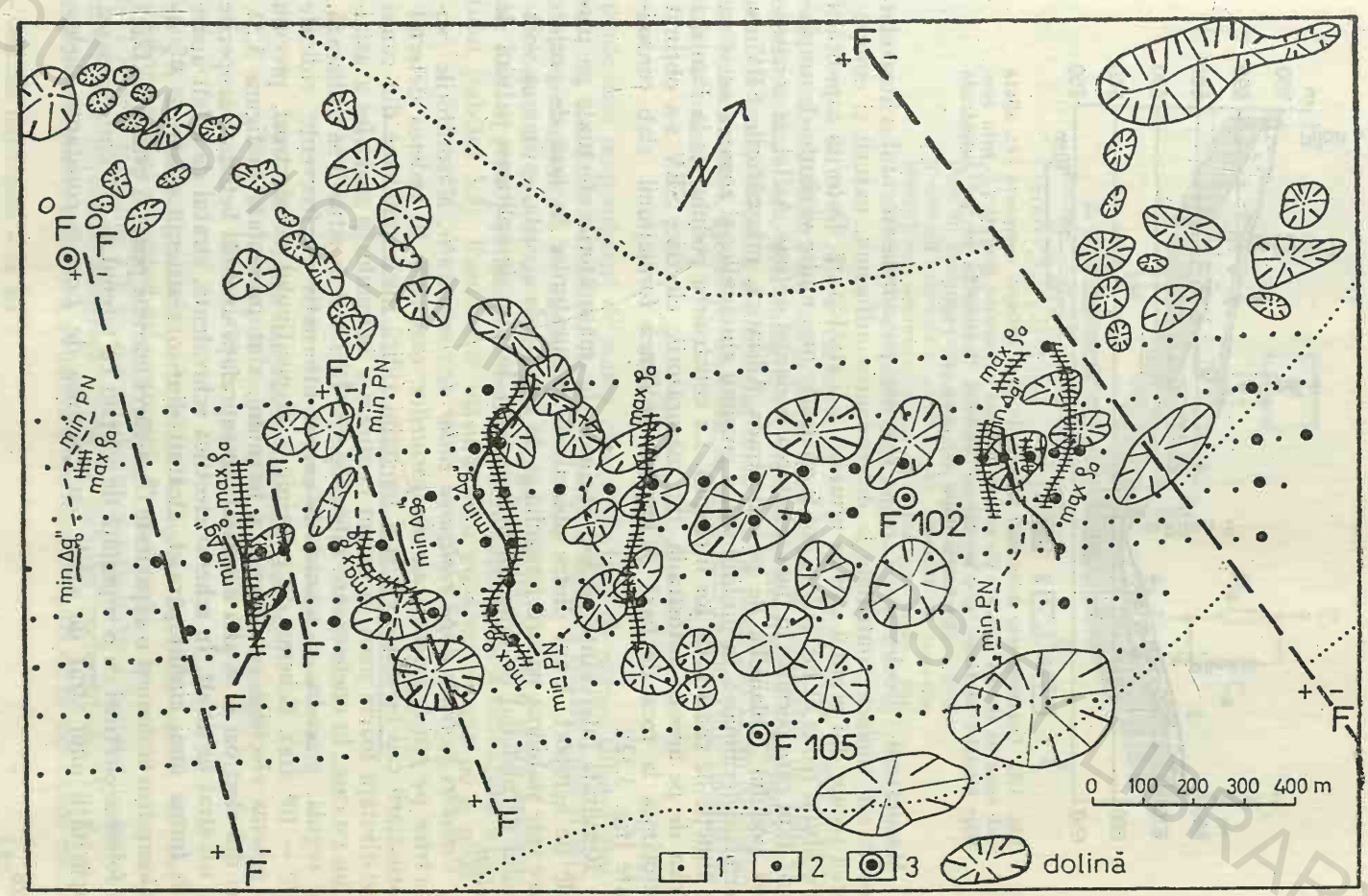



Fig. 3.31. Măsurători gravimetrice și electrometrice (SEV și PN) pe traseul galeriei de aducțiune din amplasamentul Valea Iadului (după Calotă și Moldoveanu, 1969):

*1* — punct de măsură gravimetric; *2* — punct de SEV; *3* — foraj.

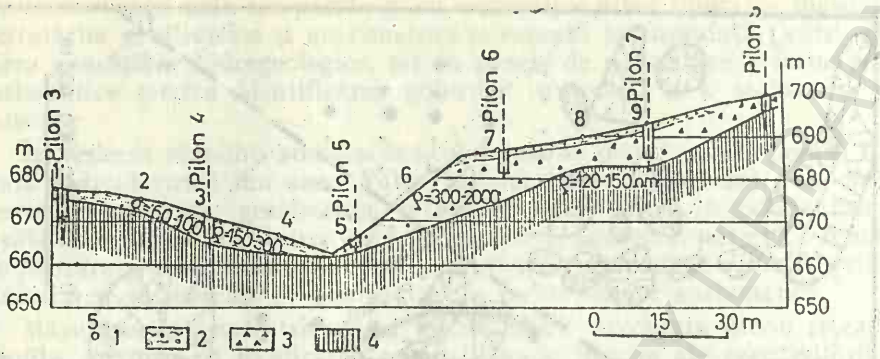



Fig. 3.32. Determinarea adîncimii la roca de bază şistoasă compactă (*4*), aflată sub zona de şisturi alterate (*2*) sau formaţiuni calcaroase fisurate (*3*) prin sondaje electrice verticale (*1*), pe traseul podului Jablanicka de pe autostrada Adriatica (după Arandjelovič, 1969).

Măsurătorile geoelectrice care se execută pe amplasamentul viitoarelor *poduri sau viaducte* contribuie la determinarea adîncimii, naturii şi compoziţiei rocilor din profilul văii ce urmează a fi străbătută. Datorită rapidităţii şi costului redus al lucrărilor, pot fi analizate mai multe variante de amplasare, fapt care permite în final selectarea variantei optime. Astfel, la construirea podului Jablanicka de pe autostrada Adriatica, măsurătorile SEV au permis determinarea în profilul văii a grosimii aluviunilor şi zonarea acestora în funcţie de constituţia lor litologică. La construirea podului de la Banjska Reka de pe aceeaşi autostradă, din măsurătorile electrice SEV s-a obţinut adîncimea la roca de bază şi implicit grosimea formaţiunii slab consolidate (fig. 3.32).

Rezultate interesante au fost obţinute la măsurătorile efectuate pe pistele de aeroport. Unul dintre obiectivele măsurătorilor în faza de proiectare este stabilirea naturii terenului şi, în funcţie de aceasta, estimarea volumului de material ce urmează a fi excavat înainte de aplicarea patului de beton.

*Cercetări geofizice după realizarea căilor de comunicaţie.* Măsurătorile geoelectrice pe *pistele betonate ale aeroporturilor*, executate în vederea determinării stării căii betonate cît şi a terenului ridică unele probleme din cauza rezistivităţii foarte mari în curent continuu a betonului şi mai ales a asfaltului cu care, în unele cazuri, este acoperit. În astfel de situaţii se utilizează, de regulă, procedee şi tehnici de curent alternativ cu frecvenţe ridicate ($10^7$ — $10^8$ Hz). Schema de principiu a dispozitivului de electrozi, precum şi schema electrică echivalentă a terenului, sînt prezentate în figura 3.33. Cei doi electrozi $E$ se află amplasaţi pe suprafaţa unei căi betonate acoperite cu un strat de asfalt. În schema electrică echivalentă, stratul de asfalt apare sub forma unui circuit paralel, alcătuit dintr-o rezistenţă electrică $R_A$ de valoare foarte mare şi o capacitate $C_A$ a cărei mărime poate fi evaluată. Dacă se folosesc electrozi cu o suprafaţă de contact cu terenul de 100 cm², valoarea capacităţii unui strat de asfalt, cu grosimea de 2 cm şi constanta dielec-

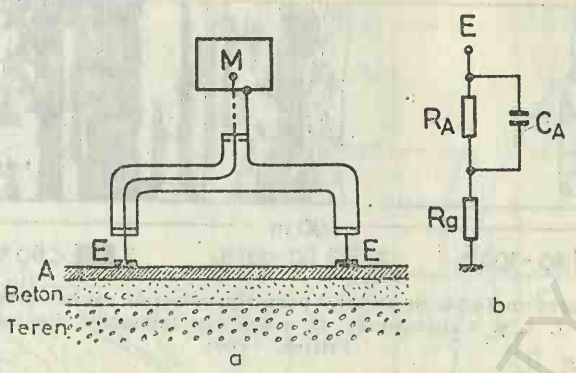



Fig. 3.33. Schema de principiu a dispozitivului de măsură în radiofrecvență (*a*) și schema electrică echivalentă a unei căi betonate și asfaltate (*b*). Dispozitivul permite identificarea neomogenităților în beton sau teren, sub stratul de asfalt (după Fritsch, 1960).

trică 5, va fi de 20 pF. La o frecvență de $5 \cdot 10^7$ Hz, utilizată de obicei la executarea măsurătorilor, reactanța capacitivă $1/\omega C$ are valoarea de 160 Ω. Această valoare este mai mică decît rezistența electrică a betonului $R_g$ și a rocii de bază. Valoarea acesteia din urmă este de circa 500 Ω, în condițiile unui beton normal, așezat pe un teren cu rezistivitate 100 Ωm. Impedanța electrică măsurată

$$Z = \sqrt{R_g^2 + (1/\omega C)^2} \tag{3.39}$$

depinde deci preponderent de starea căii betonate și de natura substratului, rezistența electrică a stratului de asfalt avînd o valoare relativ mică și fără variații semnificative în suprafață.

Folosind un aparat de măsură în curent alternativ, cu o scară neetalonată, Fritsch (1960) obține prin testare semnificația fizică a indicațiilor aparatului (tabelul 3.5). Rezultatele măsurătorilor cu acest aparat pe o pistă

*Tabelul 3.5*

| Diviziuni scală | Caracteristicile betonului și ale terenului |
|---|---|
| 80—100 | Beton compact, teren omogen consolidat |
| 60— 80 | Beton slab fisurat, teren în parte neconsolidat |
| 60 | Beton fisurat, teren neconsolidat |

betonată a unui aeroport sînt reproduse în figura 3.34. În partea de est se distinge o zonă cu valori măsurate sub 60 div. scală, care a fost interpretată, conform tabelului 3.5, ca o zonă de intensă fisurație a betonului. Acest rezultat este explicabil deoarece, datorită direcției preferențiale (V—E) a vîntului în regiune, decolarea avioanelor are loc de regulă de la est către est.

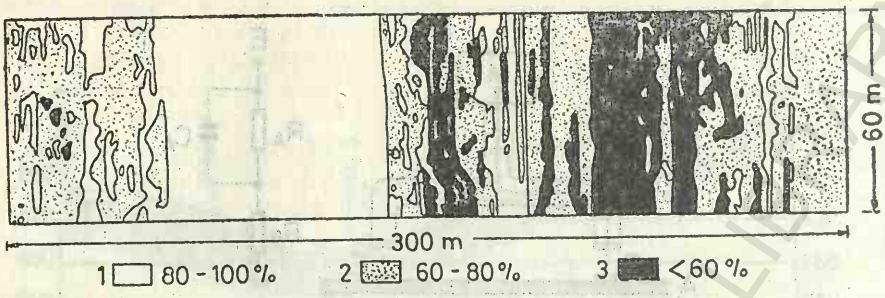



Fig. 3.34. Zonarea unei piste de aeroport prin măsurători de radiofrecvență. Semnificația domeniilor *1*, *2*, și *3* corespunde, în ordine, cu indicațiile din tabelul 3.5 (după Fritsch, 1960).

Ca atare, în zona menționată pista este intens solicitată, aceasta fiind locul în care sînt pornite și încercate motoarele și unde are loc demarajul avionului la decolare și contactul cu pista la aterizare. Porțiunea mediană a pistei este mai puțin solicitată și de aceea starea betonului este mai bună. Starea pistei este foarte bună în extremitatea vestică ca urmare a solicitării reduse.

Măsurătorile geoelectrice se completează în asemenea cazuri cu măsurători microseismice pentru determinarea calității betoanelor. Această problemă se situează evident pe terenul de graniță dintre geofizică și domeniul încercărilor nedestructive ale materialelor. Cu toate că nu face obiectul capitolului de față, menționăm utilizarea frecventă a cartografiei microseismice a vitezelor de propagare pe plansеele de beton de mari dimensiuni cum sînt de exemplu cele situate la subsolul centralelor hidroelectrice de mare putere sau la fundațiile unor mari obiective economice.

Avînd un caracter expeditiv, metodele geoelectrice sînt utilizate frecvent la determinarea stării străzilor sau șoselelor betonate. În lipsa stratului de asfalt, măsurătorile se execută, de regulă, în curent continuu cu un dispozitiv bipolar determinîndu-se rezistivitatea aparentă. Se folosesc de preferință două distanțe între electrozi și anume:

— 1,5 m, care va corespunde unei adîncimi de investigație reduse și va da informații asupra naturii și gradului de compactare al materialului situat imediat sub placa de beton;

— 6,5 m, care va corespunde unei adîncimi de investigație suficiente pentru determinarea calității rocii de bază.

Zonele de rezistivitate ridicată corespund unei afînări locale ale materialului aflat imediat sub calea betonată (eventual mici goluri). Valorile reduse de rezistivitate corespund zonelor în care depozitele și-au menținut gradul inițial de compactare.

Rezultatele măsurătorilor geoelectrice sînt confirmate de măsurători directe cu mărci tensiometrice. Zonele în care terenul de fundație este afînat sau prezintă goluri se remarcă printr-o stare de tensiune a plăcii betonate (zone de dilatare), stare care se modifică în zonele în care placa betonată este așezată pe teren consistent (zone de comprimare), după cum rezultă din figura 3.35.

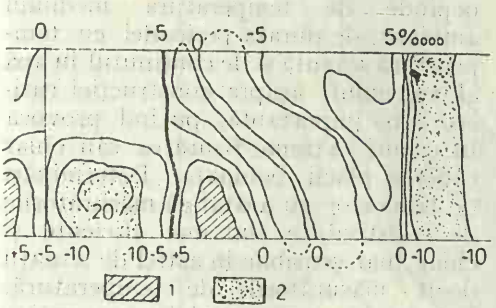



Fig. 3.35. Măsurători cu mărci tensiometrice, care pun în evidență zone de dilatare (*1*) și zone de comprimare (*2*) în placa betonată, ca urmare a neomogenității terenului, în acord cu datele electrometrice (după Fritsch, 1960).

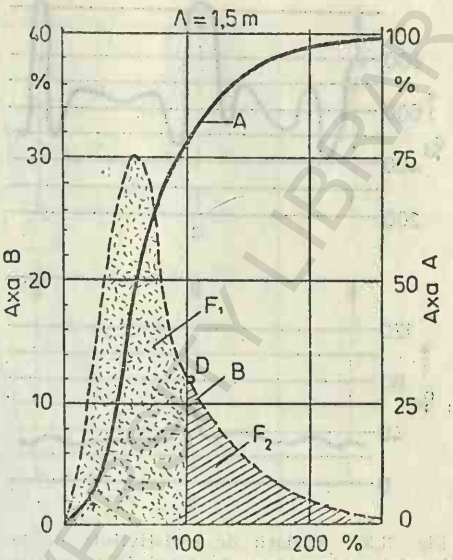



Fig. 3.36. Aprecierea globală a calității unei căi rutiere prin calcularea și reprezentarea grafică a funcției de repartiție (curba *A*) și a densității de probabilitate (curba *B*) a fluctuațiilor valorilor de rezistivitate măsurate (după Fritsch, 1960):
Λ — lungimea dispozitivului electrometric.

Prelucrarea datelor presupune determinarea rezistivității maxime $\rho_{max}$, rezistivității minime $\rho_{min}$ precum și a valorii medii $\rho_0$

$$\rho_0 = (\rho_1 + \ldots \rho_n)/n. \qquad (3.40)$$

Mărimea $\frac{\rho_{max} - \rho_{min}}{\rho_0} \cdot 100\%$ este considerată un indicator al gradului de neuniformitate a patului drumului, în cazul că valorile de rezistivitate luate în calcul corespund echidistanței electrozilor de 1,5 m. Aceeași mărime va indica gradul de neuniformitate al rocii de bază, pentru distanța între electrozi de 6,5 m.

Pentru aprecierea globală a calității unei căi rutiere betonate se recomandă prelucrarea statică a valorilor măsurate ale rezistivității. În acest scop se calculează funcția de repartiție empirică (frecvențe cumulate) a fluctuațiilor valorilor măsurate $(\rho - \rho_{min})/\rho_0 \cdot 100$, precum și densitatea de probabilitate (frecvențe observate) pentru aceleași valori, ambele reprezentîndu-se grafic (fig. 3.36). Dacă se notează cu $F_1$ aria mărginită de curba densității de probabilitate, corespunzătoare intervalului de fluctuație a valorilor măsurate 0—100%, și cu $F_2$ aceeași arie, corespunzătoare însă fluctuațiilor cu valori superioare lui 100%, atunci raportul $F_1/F_2$ este un excelent indicator al calității căii rutiere. Astfel, cu cît valoarea acestui raport este mai

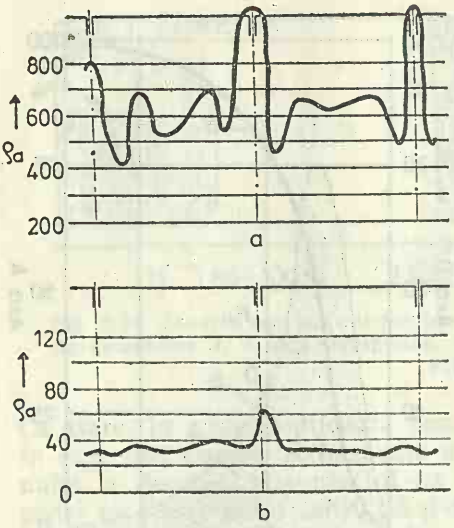



Fig. 3.37. Variații de rezistivitate de la iarnă (cazul *a*) la vară (cazul *b*) în zonele fisurate aflate pe căile betonate. Maximile de rezistivitate pun în evidență zonele fisurate ca și rosturile de îmbinare în care, în cursul iernii, apa infiltrată înghețată (după Fritsch, 1960).

mare, calitatea execuției sau starea căii de transport se consideră a fi mai bună.

Rezultate interesante se obțin prin măsurători geoelectrice pentru determinarea gradului de înghețare a terenului, în timpul iernii, pe căile de transport. Influența acestui parametru (care depinde de temperatura mediului ambiant, de durata perioadei cu temperatură scăzută și de conținutul în apă al terenului) asupra construcției rutiere este importantă, putînd provoca în cazuri extreme fisurarea sau chiar ruperea plăcii betonate. Determinări de laborator au arătat că măsurătorile de rezistivitate sînt mai eficiente și chiar mai sensibile în astfel de situații decît măsurătorile de temperatură. Într-adevăr, un material care conține apă, răcit la punctul de înghețare 0°C mai trebuie să piardă încă 80 cal/g pînă la înghețarea efectivă. În tot acest timp temperatura rămîne 0°C fără a constitui deci un indicator al gradului de înghețare. Pe de altă parte, dacă materialul este neomogen, avînd zone cu conținuturi în apă diferite, atunci numai prin măsurători de temperatură nu se poate stabili cu certitudine distribuția zonelor înghețate. În schimb, rezistivitatea electrică este un foarte bun indicator al stării de înghețare. Astfel, pînă la punctul de înghețare, rezistivitatea apei sau a unui material ce conține apă este relativ scăzută. Gheața are însă o rezistivitate foarte mare, teoretic ea comportîndu-se ca un izolator electric.

După cum s-a arătat anterior, zonele afînate situate sub calea betonată sînt puse în evidență prin maxime locale de rezistivitate. De regulă, aceste zone conțin și apă, care, în condițiile scăderii temperaturii, îngheață. Dacă măsurătorile vor fi efectuate iarna, aceste zone vor apărea prin maxime de rezistivitate, cu valori ridicate. În figura 3.37 sînt prezentate rezultatele măsurătorilor efectuate pe o pistă betonată, distingîndu-se zonele de afînare accentuată situate sub rosturile de îmbinare a plăcilor de beton. Dacă în condiții de temperatură normale, maximele relative sînt mai puțin evidente, măsurătorile din timpul iernii indică cu claritate aceste zone printr-o creștere sensibilă a valorilor rezistivității.

În fine, în încheierea studiului căilor rutiere prin tehnici geofizice, menționăm efectul magnetic al acestora. Utilizînd metoda micromagnetică, Airinei (1962) constată prezența unor anomalii care se dispun de-a lungul unor șosele asfaltate din România. În mod frecvent, porțiunile de șosele asfal-

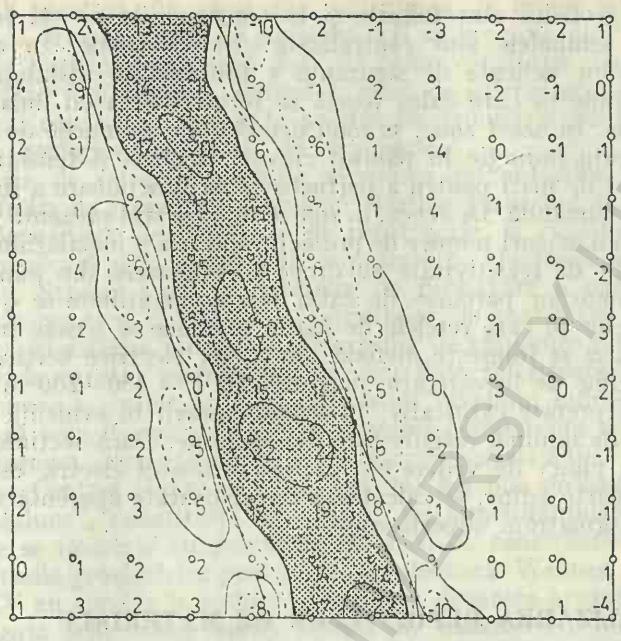


Fig. 3.38. Anomalii magnetice pe șosele produse de fenomene de remagnetizare a păturii asfaltice în timpul așternerii la cald (după Airinei, 1962).

tate apar pe hărțile micromagnetice sub forma unor benzi anomale de maxim care prezintă din loc în loc zone mai intens magnetizate (fig. 3.38), flancate de minime relativ înguste.

Îmbrăcămintea asfaltică a șoselelor cu un conținut de circa 10% bitum, care îndeplinește funcția de liant, și 90% agregate dure își pierde proprietățile magnetice prin încălzire în instalația de preparare și malaxare a betonului asfaltic. Starea de rocă demagnetizată se păstrează pînă în momentul întinderii în stare fierbinte pe drum, după care, răcindu-se, se remagnetizează în cîmpul geomagnetic actual. Îmbrăcămintea asfaltică se comportă din punct de vedere magnetic, ca o infinitate de mici magneți orientați paralel, cu polul pozitiv în sus și cu cel negativ în jos.

Faptul că benzile de valori anomale prezintă sectoare mai intens magnetizate se poate explica prin compoziția neuniformă a păturii asfaltice, care poate fi alcătuită din zone mai bogate în bitum și altele mai bogate în criblură și prin modificarea din poziția inițială a particulelor de rocă ca urmare a cilindrării în timpul depunerii stratului asfaltic sau a traficului. Acest efect poate să apară și în situația cînd stratul asfaltic a suferit remedieri pe parcurs prin întinderea unei paste noi pe arii limitate.

Fără a avea pînă în prezent aplicații concrete, aceste rezultate pun totuși în evidență faptul că, în anumite situații, starea tehnică a unor construcții poate fi caracterizată și de proprietățile magnetice ale diverselor materiale din care acestea sînt executate.

Metodele geofizice sînt folosite și la construcțiile de căi ferate la care comenzile și semnalele sînt centralizate electrodinamic. În aceste cazuri se pun probleme delicate de siguranță a funcționării instalațiilor, în special pe porțiunile în care calea ferată se intersectează cu linia electrică de înaltă tensiune. În acest zone, în mod deosebit în terenurile de joasă rezistivitate, apar prin inducție în pămînt curenți electrici și tensiuni induse, cu valori suficient de mari pentru a perturba buna funcționare a instalațiilor de semnalizare și comandă. De aceea, în zonele în care sînt prezente terenuri conductoare se iau măsuri tehnice de protecție specială a instalațiilor căii ferate.

Măsurătorile de rezistivitate au drept scop zonarea din punct de vedere electric a terenurilor parcurse de calea ferată, acordîndu-se o atenție specială intervalelor în care rețelele de înaltă tensiune se găsesc în vecinătatea lor. În acest caz se folosește metoda sondajelor electrice verticale, asigurîndu-se o adîncime de investigație maximă $AB/2 = 150—200$ m. Diagramele SEV sînt interpretate cantitativ, în scopul punerii în evidență a orizontului electric reper de minimă rezistivitate din secțiune. Dacă secțiunea este nediferențiată din punct de vedere electric sau orizontul electric de joasă rezistivitate este foarte adînc, se calculează o rezistivitate aparentă medie pentru pachetul de formațiuni superficiale.

## 3.4. LOCALIZAREA DEPOZITELOR DE MATERIALE DE CONSTRUCȚIE

Cercetările geofizice sînt solicitate din ce în ce mai mult la descoperirea și localizarea depozitelor de materiale naturale de construcție, deoarece asigură reducerea considerabilă a perioadei de investigație în etapa de prospecțiune și a volumului lucrărilor miniere și de foraj, în etapa de explorare. În funcție de caracteristicile fizico-geologice ale zonei cercetate se alege metoda geofizică de prospecțiune. De cele mai multe ori, electrometria (prin metoda SEV și metoda profilării electrice) și seismometria (prin metoda refracției) asigură o rezolvare satisfăcătoare a problemelor puse interpretării geologice. La acestea, în etapa de explorare cu foraje, se adaugă diverse metode de carotaj geofizic.

Electrometria furnizează informații prețioase privind existența și localizarea unor materiale de construcție, deoarece acestea se diferențiază sub raportul proprietăților lor electrice de formațiunile adiacente. Exceptînd argilele și marnele, celelalte roci de construcție se caracterizează prin rezistivități specifice mari, care depășesc în general 1 000 Ωm.

Prezența apei în subsol determină o scădere accentuată a rezistivității specifice a rocilor. Cu toate acestea, cercetări efectuate în condiții geologice variate au arătat că rezistivitatea specifică a nisipurilor, pietrișurilor, calcarelor etc. rămîne suficient de mare pentru ca aceste roci să poată fi detectate prin prospecțiuni geoelectrice.

Profilarea electrică permite determinarea variației rezistivității aparente în suprafață, oferind o imagine sugestivă asupra formei și dimensiunilor orizontale ale depozitelor de materiale de construcție precum și informații

asupra calității acestora. În acest caz, adîncimea de investigație solicitată este redusă și ca urmare, liniile de emisiune $AB$ au lungimi mici. Metoda sondajului electric vertical furnizează date de ordin cantitativ asupra grosimii rocilor utile, dînd posibilitatea conturării zonei de interes economic și aprecierii volumului rezervelor. Cu toate acestea electrometria nu poate înlocui total lucrările geologice din etapa de explorare.

Seismometria de refracție permite separarea orizonturilor caracterizate prin viteze diferite de propagare a undelor elastice, furnizînd date referitoare la grosimea depozitelor de materiale de construcție, la cantitatea de steril care trebuie excavată și la accidentele rupturale ce afectează substratul zonei investigate. Studiul variației vitezelor de propagare a undelor elastice contribuie și la zonarea calitativă a depozitelor de materiale de construcție și, implicit, amplasarea judicioasă a lucrărilor de explorare și exploatare.

Procedeele de carotaj geofizic pot furniza date referitoare la gradul de alterare și fisurare a rocilor utile, la adîncimea nivelului hidrostatic etc. În cele ce urmează vom ilustra prin cîteva exemple competența metodelor geofizice la conturarea depozitelor de materiale de construcție.

În regiunea Contres (Loire et Cher, Franța) s-a pus problema localizării formațiunii „faluns", constituită de resturi de lamelibranhiate și grăunțe de cuarț, care se folosește cu succes ca material de construcție pentru căile rutiere. Cercetările geoelectrice prin profilare electrică Wenner, cu $a = 6$ m, și metoda SEV au condus la rezultate pozitive, deoarece această formațiune este caracterizată prin valori relativ elevate ale rezistivității (500—600 Ωm) în raport cu nisipurile acoperitoare. În figura 3.39 se prezintă după Ber-

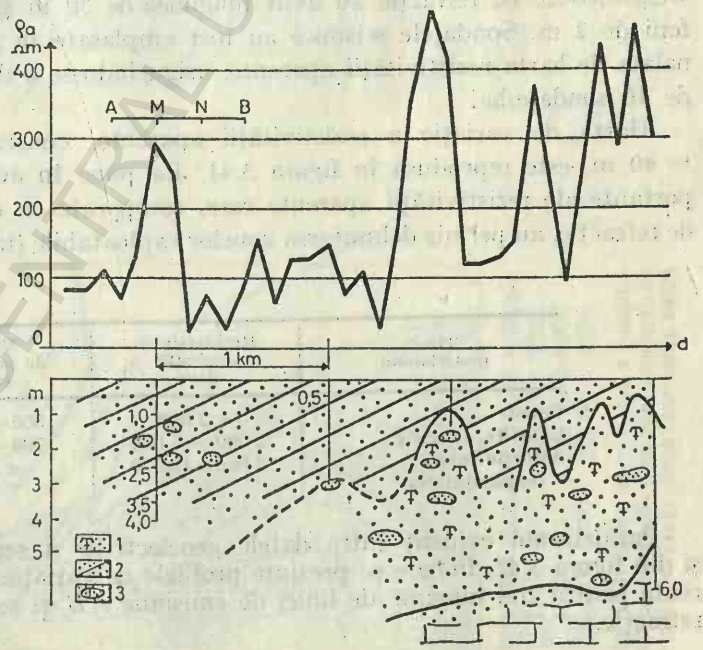



Fig. 3.39. Profil de variație a rezistivității aparente și secțiunea geologică construită pe baza datelor SEV și de forajdin regiunea Contres, Franța (după Bertrand, 1962):
*1* — faluns; *2* — nisipuri argiloase; *3* — gresii de faluns.

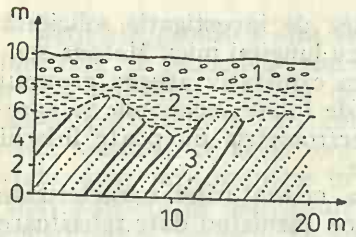



Fig. 3.40. Secțiune geologică de detaliu în zona unei cariere de cuarțite din Franța, reprodusă după Chevassu (1973):
*1* — blocuri de pietrișuri înglobate în argilă; *2* — zonă alterată; *3* — alternanță de cuarțite și șisturi.

trand (1962) un profil de variație a rezistivității aparente, în paralele cu secțiunea geologică, construită pe baza datelor SEV și de foraj. În acest caz s-a putut face o corelație între maximele rezistivității aparente și zonele de ridicare ale formațiunii „faluns". Dezvoltarea în adîncime a formațiunii, pînă la substratul marnos conductor, a fost stabilită prin interpretarea curbelor SEV.

Folosirea combinată a profilării SEV și seismometriei de refracție la prospectarea unei cariere de cuarțite din Franța s-a dovedit a avea o eficiență ridicată. O secțiune geologică tipică la nivelul zonei exploatate este prezentată în figura 3.40. După cum se poate observa, sub o manta acoperitoare, cu grosimea de circa 10 m, constituită din argile care înglobează blocuri de pietrișuri, se dezvoltă formațiuni cuarțitice cu intercalații șistoase, alterate la partea superioară.

Profilarea electrică a utilizat dispozitive Wenner cu AB de 12, 40 și 60 m, măsurătorile executîndu-se de-a lungul unor profile cu echidistanța de 20 m. Dispozitivele de refracție au avut lungimea de 50 m și distanța între geofoni de 2 m. Sondajele seismice au fost amplasate în zonele anomale semnalate de harta rezistivității aparente, asigurîndu-se o densitate de acoperire de 10 sondaje/ha.

Harta de variație a rezistivității aparente, construită pentru $AB = 40$ m, este reprodusă în figura 3.41. Ea pune în evidență anomalii importante ale rezistivității aparente care, comparate cu datele seismometrice de refracție, au permis delimitarea zonelor exploatabile (tabelul 3.6).

*Tabelul 3.6*

| Tipul materialului | Rezistivitatea aparentă (Ωm) | Viteza de propagare (m/s) |
|---|---|---|
| Cutril | <2 000 | 300— 700 |
| Cuarțite alterate | 2 000— 5 000 | 700—1 600 |
| Setarție masive (exploatabile) | 5 000—15 000 | <1 600 |

Paralelismul evident între datele geoelectrice și seismometrice rezultă și din figura 3.42, în care se prezintă profilele de variație a rezistivității aparente pentru trei lungimi ale liniei de emisiune $AB$ și secțiunea seismică de refracție.

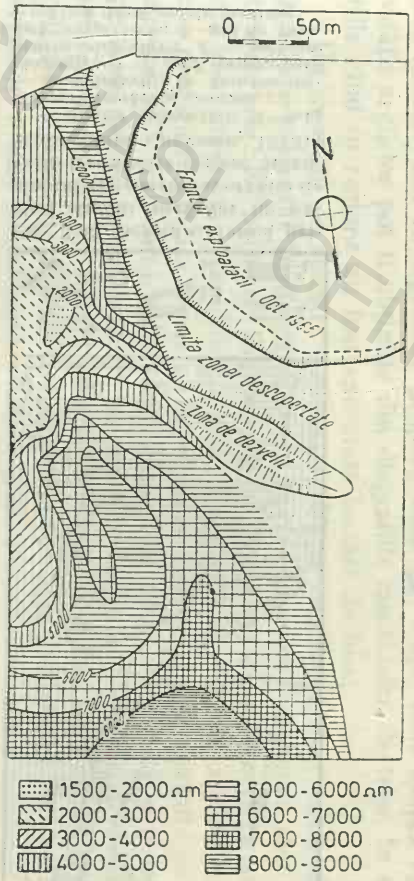



Fig. 3.41. Harta de variaţie a rezistivităţii aparente din zona unei cariere de cuarţite din Franţa (după Chevassu), 1973).

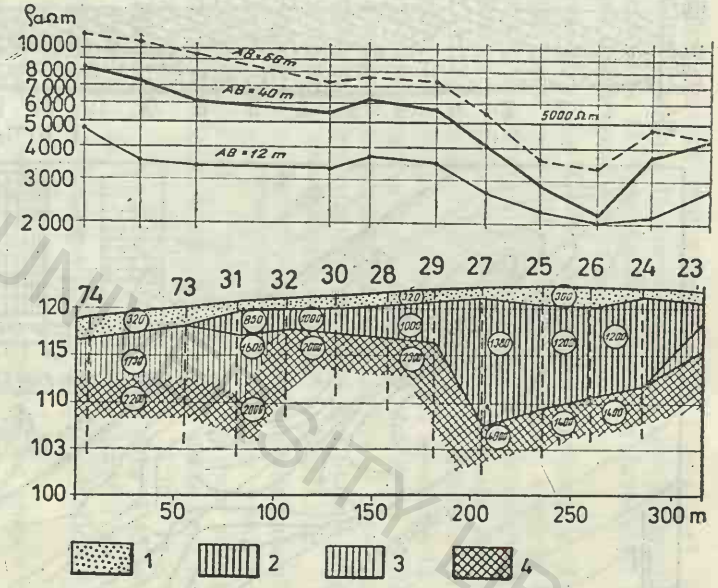



Fig. 3.42. Profile de variaţie a rezistivităţii aparente pentru $AB=12$, 40 şi 60 m şi secţiunea seismică de refracţie din zona unei cariere de cuarţite din Franţa (după Chevassu, 1973):

*1* — $300 < V < 700$ m/s (blocuri de pietrişuri înglobate în argile); *2* — $700 < V < 1\,600$ m/s (zonă de alterare); *3* — $1\,600 < V < 2\,000$ m/s (cuarţite proaspete, dar fisurate); *4* — $2\,000 < V < 4\,000$ m/s (cuarţite masive).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

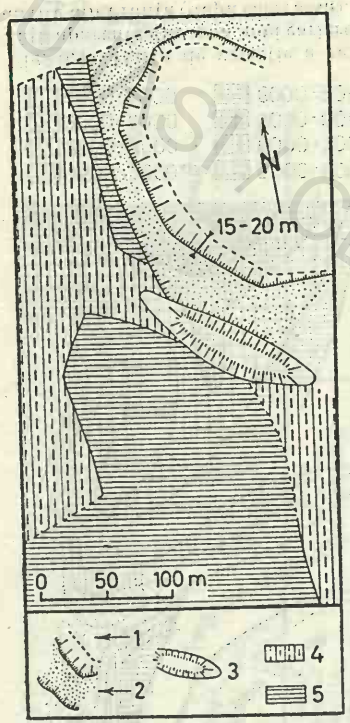



Fig. 3.43. Schiță sintetică privind stadiul lucrărilor de exploatare și zonele favorabile de extindere a unei cariere de cuarțite. (după Chevassu, 1973):
*1* — frontul exploatării la data începerii lucrărilor geofizice; *2* — — zone dezvelite în vederea exploatării; *3* — zonă programată pentru dezvelire; *4* — sectoare fără perspectivă; *5* — arii de perspectivă după datele geofizice.

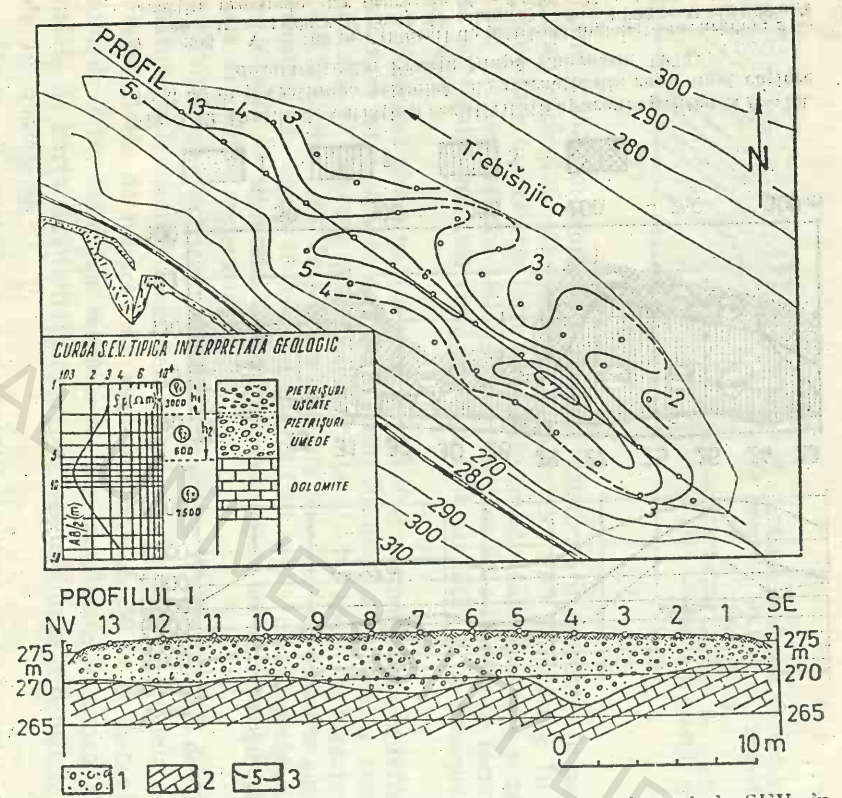



Fig. 3.44. Rezultatele cercetărilor geoelectrice executate prin metoda SEV în zona Gorica, Iugoslavia (după Arandjelovic, 1969):
*1* — pietrișuri; *2* — dolomite; *3* — izopahitele pietrișurilor.

BCU SIBIU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Concluziile studiului efectuat sînt prezentate în figura 3.43. Harta cuprinde frontul exploatării la data începerii studiului, zonele dezvelite în vederea exploatării, sectoarele fără perspectivă și zonele favorabile de extindere a carierei, după datele geofizice.

Pentru construirea barajului Gorica de pe rîul Trebisnjica (Iugoslavia) s-au efectuat cercetări prin metoda sondajului electric vertical într-o rețea de 20 × 20 m, în scopul conturării unor depozite de pietrișuri, în imediata apropiere a amplasamentului proiectat. Rezultatele obținute sînt reproduse în figura 3.44 după Arandelovič (1969—1970). Ea cuprinde o curbă SEV tipică pentru trei strate, a cărei interpretare geologică a condus la stabilirea următoarei succesiuni: pietrișuri uscate, pietrișuri umede și dolomite. De asemenea se prezintă o hartă cu izopahitele pietrișurilor și o secțiune geologică, care redă morfologia substratului dolomitic. Rezultatele obținute au permis, în final, o estimare a volumului rezervelor exploatabile.

Seismometria de refracție contribuie și la determinarea modului optim de excavație în cariere. Vitezele de propagare a undelor elastice fiind dependente de gradul de compactare a rocii utile, în anumite situații se pot aprecia zonele în care pot fi folosite buldozere și zonele unde apar necesitatea utilizării explozivilor pentru efectuarea excavațiilor. Acest procedeu și-a găsit o largă aplicabilitate în Franța și S.U.A. În figura 3.45 se prezintă limitele ripabilității (posibilitatea de dislocare cu buldozere) ale diferitelor terenuri, în funcție de vitezele de propagare a undelor elastice (Couturier, 1966).

În prospectarea depozitelor argiloase, electrometria s-a impus ca principala metodă de investigare, deoarece aceste roci se caracterizează prin valori reduse ale rezistivității specifice, de regulă cuprinse în intervalul 5—30 Ωm. Și în acest caz, profilarea electrică și metoda SEV reprezintă principalele procedee de investigare. Aplicabilitatea acestor procedee este condiționată de raportul dintre grosimea stratului de argile și adîncimea la care se află, raport care trebuie să fie supraunitar. Evident un rol important revine datelor pe care le are prospectorul asupra rezistivității specifice a rocilor argiloase. Într-adevăr, un strat conductor subțire de argilă este echivalent cu un strat mai rezistiv, dar cu o grosime proporțională mai mare. Date asupra rezistivității argilelor pot fi obținute din diagrafiile carotajelor electrice, în situațiile cînd în regiune au fost executate lucrări de foraj.

Un exemplu de aplicare a metodei SEV la localizarea unei lentile de argilă este prezentat în figura 3.46. În partea superioară a figurii sînt schițate curbele SEV obținute. Minimele de rezistivitate, care se observă pe curbele din zona mediană a profilului, arată cu certitudine prezența argilei. Secțiunea geologică, schițată la partea inferioară a figurii, a fost construită pe baza datelor SEV și de foraj. Adîncimile și grosimile lentilei de argilă, determinate pe baza datelor calculate, sînt precizate în secțiune. Forajele au confirmat interpretarea, dar au stabilit că grosimile calculate sînt ceva mai mici decît cele reale, fapt care a arătat că rezistivitatea specifică de 15 Ωm atribuită argilelor a fost subestimată.

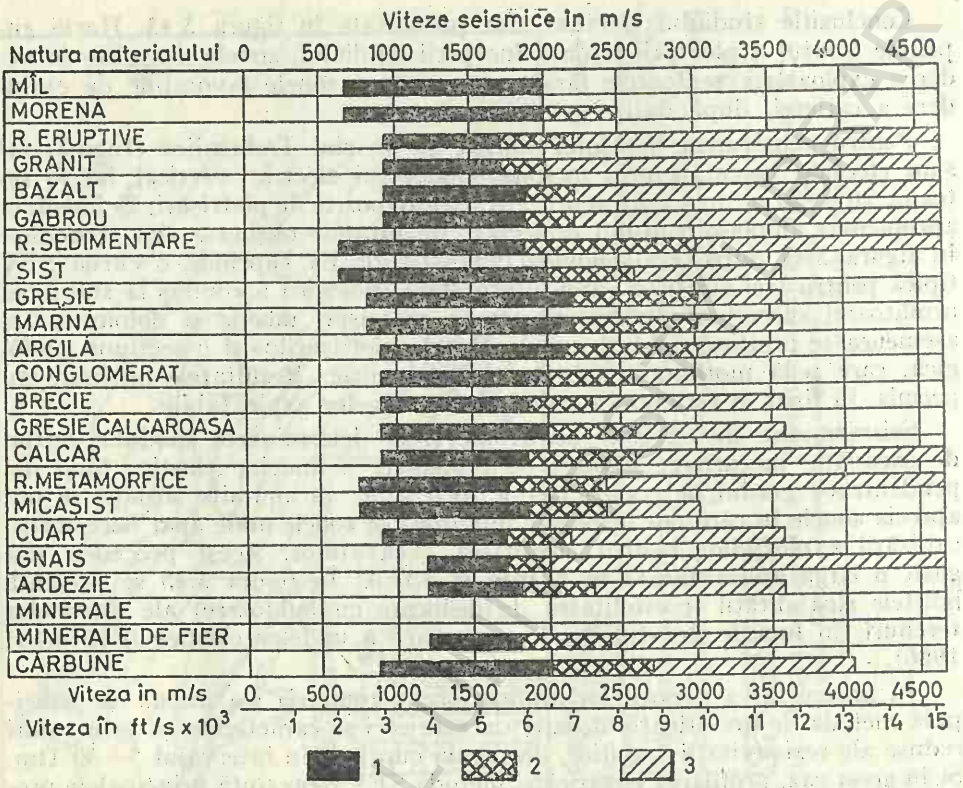



Fig. 3.45. Ripabilitatea (posibilitatea de dislocare cu un anumit utilaj) a rocilor și mineralelor: *1* — rocă ripabilă; *2* — rocă la limita de ripabilitate; *3* — rocă non-ripabilă (tabel întocmit pentru dislocare cu buldozer).

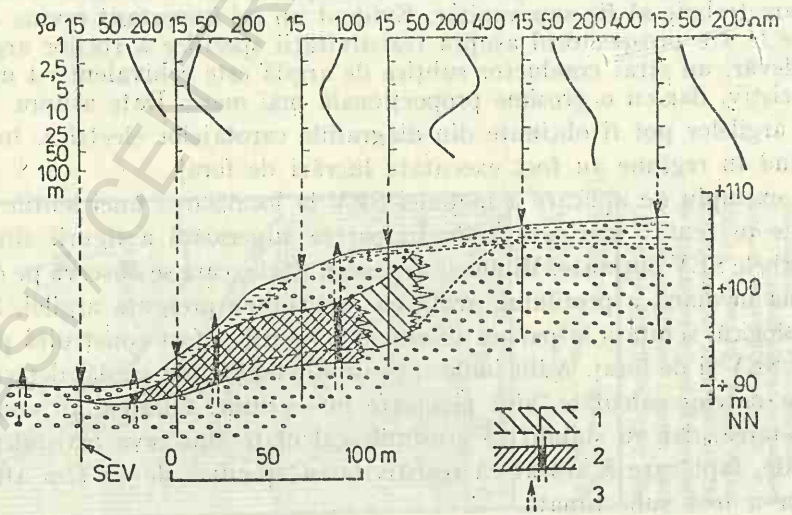



Fig. 3.46. Curbe SEV și secțiunea geologică corespunzătoare unei lentile de argilă din zona Geilenkirchen, R. F. Germania (după Flathe), 1958): *1* — argilă (după datele SEV); *2* — argilă (după datele de foraj); *3* — foraj.

BCUIAȘI/CENTRAL LIBRARY

## 3.5. STUDIUL ALUNECĂRILOR DE TEREN ȘI PROGNOZA ACESTORA

În anumite condiții geologice, apare posibilitatea deplasării spontane a unor mase mari de roci. De obicei, alunecarea gravitațională este determinată de existența unor zone cu material de slabă consistență care, în condiții de umiditate ridicată, devine curgător. Cercetările au ca obiectiv stabilirea riscului real de declanșare a alunecărilor. Dacă totuși alunecarea s-a declanșat, este necesar să se precizeze în ce sens va evolua aceasta și modul în care poate fi stabilizată.

Lucrările ce se efectuează în asemenea situații trebuie să conducă la determinarea poziției planului sau suprafeței de alunecare, precum și la indicarea factorilor fizici (umiditate, granulometrie etc.) ce pot favoriza deplasarea terenului.

După cum este cunoscut, starea de plasticitate sau de consistență a unei roci este determinată în mare măsură de cantitatea de argilă pe care o conține și de umiditatea sa. Pentru caracterizarea cantitativă a stării de plasticitate se utilizează așa numitele limite Atterberg. Limita de frămîntare $w_f$ a unei roci argiloase este umiditatea minimă la care aceasta poate fi modelată în cilindri de 3—4 mm diametru, prin rularea cu palma pe o suprafață plană (placă de sticlă). Materialul, în prealabil omogenizat, prin amestecare cu apă, formează o pastă care este rulată pînă cînd pe suprafața cilindrului apar fisuri. Umiditatea determinată în acest moment constituie limita de frămîntare. Limita de curgere $w_l$ reprezintă umiditatea la care un șanț trasat în roca adusă în stare de pastă omogenă în cupa aparatului Casagrande se închide pe 12 mm lungime după 25 căderi ale cupei de la o înălțime de 10 mm. Aparatul Casagrande, folosit în acest scop se compune dintr-o cupă ce poate fi ridicată și lăsată să cadă de la înălțimea de 10 mm, cu o frecvență de 120 căderi/minut. Limita de curgere se stabilește prin interpolare grafică, construind o diagramă ce are în ordonată numărul de lovituri, iar în abscisă umiditatea.

Pentru caracterizarea unui material din punctul de vedere al plasticității se calculează, de regulă, indicele de plasticitate, care se definește ca diferența dintre limita de curgere și limita de frămîntare :

$$I_p(\%) = w_l - w_f \tag{3.41}$$

În funcție de valorile indicelui de plasticitate, rocile argiloase se grupează în 4 clase :

| | |
|---|---|
| — roci cu plasticitate redusă | $I_p = 0-10\%$ |
| — roci cu plasticitate medie | $I_p = 10-20\%$ |
| — roci cu plasticitate mare | $I_p = 20-35\%$ |
| — roci cu plasticitate foarte mare | $I_p > 35\%$ |

Consistența unei roci depinde în mare măsură de gradul ei de umiditate. Ținînd seama și de umiditate, se calculează indicele de consistență $I_c$, care este dat de expresia

$$I_c = \frac{w_l - w}{I_p} \tag{3.42}$$

în care $w$ este umiditatea rocii testate. Indicele, care caracterizează starea de consistență a rocilor, permite clasificarea acestora, după cum urmează :

| | |
|---|---|
| — roci plastic curgătoare | $I_c = 0-0{,}25$ |
| — roci plastic moi | $I_c = 0{,}25-0{,}50$ |
| — roci plastic consistente | $I_c = 0{,}50-0{,}75$ |
| — roci plastic vîrtoase | $I_c = 0{,}75-1$ |
| — roci în stare tare | $I_c > 1$ |

Indicele de consistență și porozitatea, servesc la estimarea rezistenței admisibile a rocilor argiloase, în cazul în care ele constituie terenuri de fundație pentru construcții. Astfel, pentru $I_c < 0{,}5$, rocile argiloase nu pot fi alese ca terenuri de fundație. Totodată, valoarea indicelui de consistență pentru materialele aflate într-o zonă cu pericol potențial de alunecare constituie un bun indicator la evaluarea riscului de declanșare a acesteia.

Pentru determinarea „in situ" pe cale geofizică a indicelui de consistență se utilizează preponderent metodele electrometrice și radioactive. Folosirea metodelor electrometrice în curent continuu (metoda rezistivităților) este determinată de faptul că rezistivitatea electrică a rocilor nisipoase-argiloase depinde atît de umiditatea lor, cît și de starea granulometrică și de conținutul în argilă. Cercetări de laborator pe probe alcătuite din amestecuri în proporții variate de nisip fin, argilă, nisip grosier sau pietriș și apă au pus în evidență scăderea rezistivității odată cu creșterea proporției materialului fin (diametru $<$ $<0{,}2$ mm). Această scădere este cu atît mai pronunțată cu cît umiditatea probei este mai mare (fig. 3.47). Același tip de dependență apare și în lipsa materialului argilos, valorile de rezistivitate fiind însă mai mari. După Fritsch (1960), dependența rezistivității $\rho$ de proporție de material pelitic fin $\theta$ ($<0{,}2$ mm) poate fi aproximată de relațiile :

$$\rho = \frac{12\,060 - 57 \cdot \theta}{6 + 114 \cdot \theta} \qquad (3.43)\ (a)$$

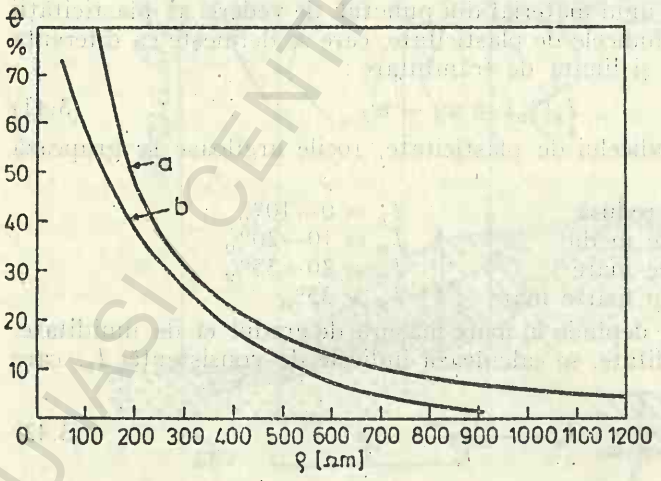



Fig. 3.47. Dependența rezistivității rocii $\rho$ de proporția de material pelitic fin $\theta$ pentru probe cu conținut de pietriș ($a$) și respectiv de nisip ($b$) (după Fritsch, 1960).

$$\rho = \frac{6\,030 - 27{\cdot}0}{6 + 51{\cdot}0} \qquad (3.43)\ (b)$$

pentru probe cu conținut de pietriș (*a*) și respectiv, de nisip (*b*).

Din cele expuse rezultă că indicele de consistență poate fi obținut pe cale electrometrică, introducînd în locul umidităților la limitele de frămîntare și curgere valorile inverse ale rezistivităților:

$$I_c = \frac{\frac{1}{\rho_l} - \frac{1}{\rho}}{\frac{1}{\rho_l} - \frac{1}{\rho_f}} \qquad (3.44)$$

unde $\rho_l$, $\rho_f$ sînt, respectiv, rezistivitățile materialului la limitele de curgere și frămîntare și $\rho$ rezistivitatea obținută prin măsurători electrometrice.

Din determinările electrometrice se pot întocmi diagrame de stabilitate (fig. 3.48), pe care se reprezintă rezistivitatea materialului în funcție de umiditatea sa. Pe diagramă se disting mai multe curbe, fiind marcate limitele de curgere și frămîntare ale rocilor, precum și cele trei domenii care se formează: domeniul de curgere ($I_c \leqslant 0$), domeniul de plasticitate ($0 < I_c < 1$) și domeniul stabil ($I_c \geqslant 1$). În figura 3.49 este prezentată diagrama de stabilitate obținută de Fritsch (1960) pentru amestecuri în proporții diferite de

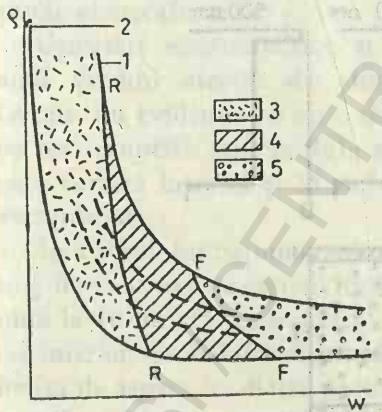



Fig. 3.48. Diagramă de stabilitate: *1, 2* — dependențe rezistivitate ($\rho$) — umiditate ($w$) pentru nisip și respectiv argilă; *3* — domeniul stabil; *4* — domeniul de plasticitate; *5* — domeniul de curgere; *R* — limita de frămîntare; *F* — limita de curgere.

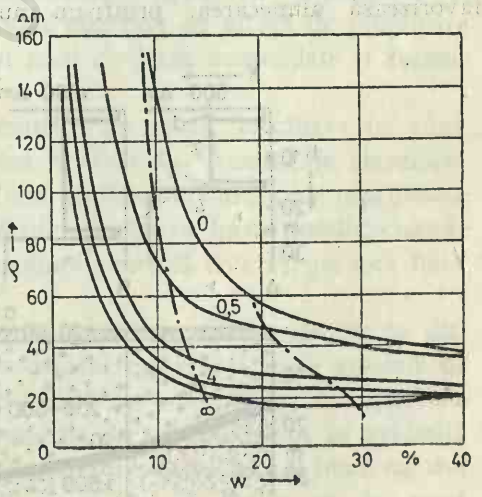



Fig. 3.49. Diagramă de stabilitate în cazul amestecurilor în proporții diferite de nisip și argilă. Parametrul curbelor este raportul volumetric argilă/nisip (după Fritsch, 1960).

nisip cu argilă. Astfel de diagrame se pot obține experimental pe probe în laborator și, în anumite condiții, direct pe teren.

Pentru determinarea umidității se aplică și metode radiometrice. Prin analiza neutron-neutron, efectuată la suprafață sau în foraje, rezultă umiditatea păturii superficiale în procente de volum. Pentru obținerea umidității în procente de masă, se determină densitatea materialului printr-o analiză gama-gama suplimentară. Folosind relațiile (1.20) și (1.21) din 1.3 se obține densitatea pământului în stare uscată și respectiv umiditatea.

În funcție de tipul alunecărilor de teren, precum și de natura cauzelor care le generează, măsurătorile geofizice urmăresc să pună în evidență, de la caz la caz, stratificația și natura litologică a formațiunilor componente, caracteristicile hidrogeologice ale zonei (umiditatea, poziția nivelului hidrostatic, direcția și viteza de curgere a apei etc.) sau gradul de înghețare a terenului. Pentru determinarea poziției nivelului hidrostatic sau a vitezei și direcției de curgere a apelor subterane se pot utiliza procedeele indicate în capitolul 4. Dintre acestea menționăm metoda corpului încărcat, metoda marcării apelor subterane cu trasori chimici sau radioactivi, metoda potențialului natural etc. În ceea ce privește succesiunea litologică, indicații utile sînt aduse de metoda rezistivităților în varianta sondajelor electrice verticale, metoda profilelor seismice de refracție și unele metode geofizice de cercetare în foraje.

În figura 3.50 este prezentat modul de identificare a unui strat care favorizează alunecarea, printr-un număr de sondaje electrice verticale.

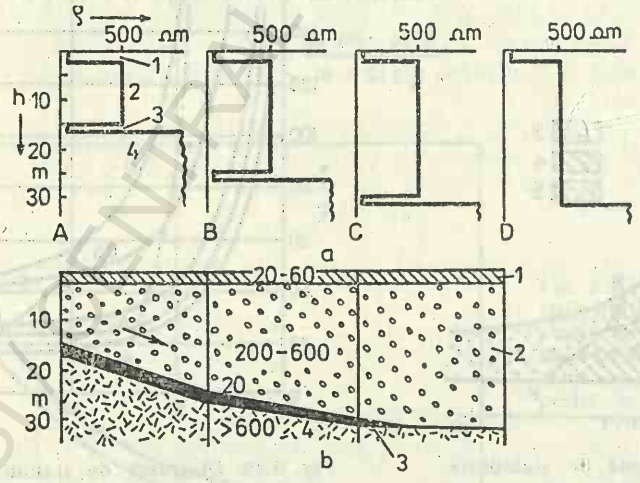



Fig. 3.50. Modul de manifestare și de identificare a stratului ce favorizează alunecarea de teren în secțiunea geoelectrică: *a* — variația rezistivității pe verticală; *b* — secțiunea geoelectrică cu valori de rezistivitate; *1* — sol vegetal; *2* — strat nisipos-argilos; *3* — strat de argilă; *4* — roca de bază.

De cele mai multe ori, secțiunea geologică cuprinde patru strate. În partea superioară a secțiunii se dispune un strat subțire de sol vegetal, cu rezistivitate scăzută (20—60 Ωm), urmat de un strat de grosime mai mare, care constituie de fapt masa alunecătoare, a cărei rezistivitate este cuprinsă între 200 și 600 Ωm. În general, acest strat are o grosime de ordinul metrilor sau zecilor de metri, și este alcătuit din formațiuni nisipoase argiloase, cu procente variabile de pietriș. Umiditatea acestui strat este medie, avînd în vedere faptul că formațiunea este permeabilă și că nivelul hidrostatic se află la partea sa inferioară. Al treilea strat reprezintă formațiunea impermeabilă, cu un conținut important de argilă, care favorizează alunecarea și se remarcă prin umiditate ridicată și rezistivitate scăzută (10—20 Ωm). Poziția acestui strat se identifică pe curbele de sondaj electric vertical printr-un minim de rezistivitate corespunzător unei anumite lungimi a dispozitivului $AB/2$. Interpretarea cantitativă a curbelor de sondaj electric vertical conduce la stabilirea adîncimii suprafeței de alunecare. În fine, ultimul strat, de rezistivitate mare ($>600$ Ωm) este de fapt roca de bază compactă, pe care are loc alunecarea formațiunilor superioare. Linia de emisie a sondajului electric vertical se orientează perpendicular pe direcția de alunecare și deci aproximativ paralel cu curbele de nivel. Orientări diferite ale sondajelor sînt luate în considerare atunci cînd zona alunecătoare este limitată, îngustă, pentru a preveni ieșirea prizelor $A$ și $B$, la lungimi mai mari ale dispozitivului în exteriorul acesteia.

Uneori, măsurătorile electrometrice sînt conjugate cu măsurători seismometrice, prin metoda profilelor scurte de refracție. Aplicarea metodei seismometrice este condiționată de existența unui contrast de viteză de propagare între formațiunile geologice aparținînd rocii de bază consolidate și formațiunii alunecătoare.

Cercetări electrometrice și seismometrice integrate, efectuate în zona unui versant afectat de alunecări din vecinătatea iazului de decantare Cavnic, au evidențiat o serie de formațiuni aluvio-deluviale, care repauzează pe roci eruptive reprezentate prin andezite. Grosimea formațiunilor cuaternare variază între 12 și 25 m, avînd tendința generală de creștere spre baza versantului.

În cadrul formațiunii sedimentare, din punct de vedere electric se disting două strate cu rezistivități diferite. Stratul superficial, cu o grosime de pînă la 10 m, este caracterizat printr-o rezistivitate mai mare, în raport cu cel inferior, probabil mai umed. Seismometria de refracție pune în evidență limita de separație, dintre pachetul de formațiuni sedimentare și fundamentul eruptiv, datorită contrastului acustic major ce se realizează la acest nivel.

Prin comparație cu rezultatele unor măsurători similare efectuate într-o zonă adiacentă, caracterizată printr-un teren stabil, s-a tras concluzia că alunecarea are loc nu atît la contactul cu roca de bază, ci de-a lungul unui

plan de alunecare care se află în formațiunea sedimentară, în partea superioară a celui de al doilea strat (Georgescu et al., 1973).

În unele situații mai complicate, materialul care se deplasează este destul de omogen din punctul de vedere al naturii litologice. Acesta este cazul unor ample fenomene de alunecare din bazinul văii Rîmna, remarcate de altfel pe o arie largă în zona de curbură a Carpaților Orientali (Zamfirescu, 1972). În această regiune, depozitele levantine sînt alcătuite din alternanțe monotone de argile, argile nisipoase, nisipuri argiloase și nisipuri slab consolidate. Aceste tipuri litologice se asociază în proporții diferite, dînd naștere unor secvențe predominant argiloase ce alternează cu secvențe predominant nisipoase. În cadrul seriei descrise se întîlnește frecvent o argilă vînătă slab negricioasă, în strate cu grosimi de 0,3—0,6 m și mai rar de 1—1,5 m, care prezintă evidente fenomene de umflare-contracție odată cu modificarea umidității naturale. Prin umezire, această varietate de argilă intră în stare de plasticitate avansată. Mobilizată ea este capabilă să se transforme rapid într-o masă curgătoare cu structură amorfă. În condiții de umiditate avansată, aceste argile reprezintă un veritabil lubrifiant pentru producerea fenomenelor fizico-geologice discutate. Pe suprafețele acestor argile saturate, chiar cînd înclinările stratelor sînt sub 10°, se pot deplasa pachete de roci cu grosimi mici, de 0,5—1,5 m, sub acțiunea propriei greutăți.

În cuprinsul depozitelor levantine apar și numeroase strate constituite din nisipuri fine, cu o remarcabilă uniformitate granulometrică. Argilele plastice descrise mai sus și nisipurile fine alcătuiesc un cuplu litologic repetat frecvent în cadrul secvențelor litologice levantine. Acest cuplu litologic, în care un strat conține în permanență apă (nisipurile fine), iar altul este deosebit de plastic la umectare, reprezintă un factor potențial deosebit de favorabil pentru declanșarea unor alunecări. Ca urmare a producerii acestora, structura depozitelor levantine este modificată rapid, fapt care duce la crearea unei mase pămîntoase rezultată din amestecarea nisipurilor fine cu argilele plastice. Proprietățile fizico-mecanice ale acestei mase sînt deosebit de favorabile producerii fenomenelor fizico-geologice specificate și în deosebi a curgerilor plastice.

Caracterele litologice, poziția stratelor precum și configurația reliefului din această regiune determină prezența apelor subterane în toate stratele nisipoase și nisipoase-argiloase din succesiunea levantină. Alimentarea acestora se face din precipitații și din apele rețelei hidrografice. Apele pătrund prin capetele stratelor nisipoase, care, datorită configurației structurale și reliefului, sînt bine deschise. Ca urmare a drenajului gravitațional, precum și datorită presiunii hidrostatice apar fenomene de filtrație capilară.

Acest tip de alunecare, întîlnit frecvent în zona Carpaților de curbură, a făcut obiectul unor cercetări geoelectrice prin metoda sondajului electric vertical și prin metoda potențialului natural (Ștefănescu et al., 1972). Din analiza condițiilor geologice reiese că, deși sub aspectul compoziției lito-

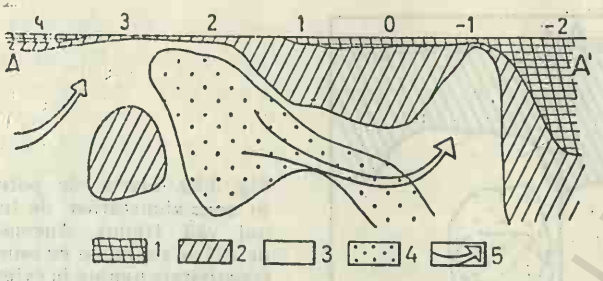



Fig. 3.51. Secțiune verticală de rezistivități în zona alunecării de teren din bazinul văii Rîmna și sensul deplasării materialului (după Ștefănescu et al., 1972):

*1* — valori maxime de rezistivitate; *2* — valori mari; *3* — valori medii; *4* — valori minime de rezistivitate; *5* — direcția probabilă de deplasare a materialului.

logice terenul antrenat în deplasare nu se deosebește esențial de cel stabil, prezența unei cantități mai mari de fluide care circulă împreună cu materialul antrenat, precum și fenomenele electrochimice care se produc, determină o variație marcantă a rezistivității electrice a rocilor.

Măsurătorile de rezistivitate au pus în evidență zone relativ stabile, caracterizate prin valori de rezistivitate mai ridicate în comparație cu zonele de alunecare. Secțiunea geoelectrică (fig. 3.51) pe profilul $AA'$ măsurat în lungul pantei indică destul de sugestiv existența unei zone rezistive în partea superioară, sub care se dezvoltă o zonă conductivă, parțial compartimentată. Din aceste date rezultă că deplasarea materialului se efectuează conform săgeților figurate pe secțiunea verticală.

Pentru verificarea acestei ipoteze au fost efectuate și măsurători ale variației potențialului natural. Premisa a fost că principalul proces electrochimic care duce la apariția unui potențial măsurabil la suprafață este determinat de deplasarea fluidelor prin mediul antrenat în mișcare (fenomenul de electrofiltrație). În consecință este de așteptat apariția unei diferențe de potențial între zona de intrare și zona de ieșire a unui capilar, ca urmare a adsorbției preferențiale a ionilor. Valoarea diferenței de potențial este determinată de presiunea diferențială $\Delta P$ de la extremitățile zonelor capilare, rezistivitatea $\rho$ și vîscozitatea $\eta$ a fluidelor, precum și de un factor $f$ care caracterizează configurația mediului filtrant:

$$V = f\rho \frac{\Delta P}{\eta} \tag{3.45}$$

Pe harta de variație a potențialului natural se remarcă o zonă de minim în partea centrală, care este pusă în legătură cu domeniul de pornire a mate-

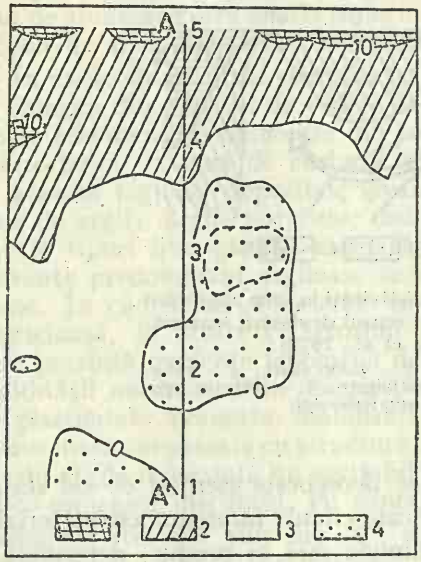



Fig. 3.52. Harta de potențial natural în zona alunecărilor de teren din bazinul văii Rîmna. Anomaliile negative de PN se suprapun cu zonele de minimă rezistivitate punînd în evidență domeniul de pornire a materialului (după Ștefănescu et al., 1972):

*1* — valori maxime de PN; *2* — valori mari; *3* — valori medii; *4* — valori minime de PN.

rialului (fig. 3.52). Anomalia de minim de *PN* se suprapune satisfăcător cu zona de rezistivitate scăzută din vecinătatea suprafeței solului, pusă în evidență pe secțiunea de rezistivitate aparentă. În partea inferioară a hărții se remarcă o altă tendință de minim, care corespunde unui al doilea domeniu de pornire.

Procedeele electrometrice utilizate dintre care unul surprinde aspectul static al fenomenului, iar celălalt aspectul dinamic, se completează reciproc și contribuie astfel la elucidarea condițiilor în care are loc alunecarea.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 4. CERCETAREA GEOFIZICĂ ÎN PROBLEME DE HIDROGEOLOGIE

Problema descoperirii de noi rezerve de ape subterane a devenit acută în ultimul deceniu, fapt care a determinat elaborarea unor programe complexe de prospecțiune și explorare, coordonate de conducerile de stat ale diverselor țări sau chiar sub egida unor organisme specializate ale ONU. În acest context general, cercetările geofizice s-au dovedit a fi deosebit de eficiente, contribuind nemijlocit la separarea elementelor structurale favorabile acumulării apelor subterane. Pentru exemplificare este suficient să se menționeze că în unele țări africane, cu rezerve limitate de ape subterane, s-au realizat economii de 50—70% prin amplasarea lucrărilor de foraj pe baza rezultatelor cercetărilor geofizice.

Acumulările locale de ape subterane sînt condiționate de structura geologică și de proprietățile petrofizice ale rocilor. Amplasarea lucrărilor de captare sau a forajelor pentru apă se bazează pe cunoașterea extinderii, grosimii, adîncimii și compoziției relative a stratelor acvifere sau a rezervelor naturale subterane de apă, adîncimea nivelului hidrostatic, existența și localizarea curenților de apă în canale îngropate, falii, dyke-uri și alte forme structurale. Unele din aceste probleme pot fi rezolvate prin observații geologice directe la suprafață. Cu toate acestea, în numeroase situații, cercetarea geofizică aduce principalele informații, care asigură amplasarea judicioasă a lucrărilor de explorare geologică (Gavăt et al., 1973).

Alegerea metodelor geofizice în studiile de hidrogeologie este determinată de caracteristicile fizico-geologice ale regiunii studiate. Principial, oricare dintre metodele geofizice poate conduce la rezolvarea unor probleme de hidrogeologie, îndeosebi în aplicațiile lor ca procedee indirecte de investigare. Cu toate acestea, experiența arată că cercetările geoelectrice prin diverse metode, din care se detașează metoda rezistivităților și metoda sondajului electric vertical, și seismometria de refracție, permit tratarea a numeroase probleme de hidrogeologie, într-un mod rapid și cu eficiență sporită.

În cele ce urmează se va analiza succint aportul cercetării geofizice la determinarea elementelor structurale care condiționează existența pînzelor acvifere, cu descrierea unor exemple caracteristice. De asemenea vor fi luate

în considerare o serie de parametri ce caracterizează colectorul acvifer, insistîndu-se asupra procedeelor de determinare a porozității și permeabilității, a vitezei și direcției de curgere a apei și a separării zonelor cu salinitate diferită în cadrul pînzelor freatice.

Prospectarea zăcămintelor de ape minerale și termale și investigarea prin tehnici specifice a formațiunilor carbonatice carstificate vor fi tratate în paragrafe speciale.

În final vor fi analizate și cîteva probleme cu implicații în hidroenergetică, industria extractivă și agricultură, între care studiul infiltrațiilor, stabilității barajelor și haldelor de steril, precum și studiile legate de irigații.

## 4.1. DETERMINAREA STRUCTURILOR HIDROGEOLOGICE

Cercetarea apelor subterane implică pe de o parte localizarea diverselor tipuri de structuri hidrogeologice, iar pe de altă parte determinarea caracteristicilor stratului acvifer.

Stratul acvifer, delimitat în bază de patul impermeabil, iar la partea superioară de suprafața piezometrică la acviferele cu nivel liber sau de acoperișul impermeabil la acviferele captive, cuprinde roca magazin și apa pe care o conține. Cunoașterea stratului acvifer presupune studii litologice, care conduc la furnizarea proprietăților fizice și chimice ale rocilor magazin și studii structurale, în vederea stabilirii dimensiunilor și poziției lui. Elementele dimensionale ale stratelor acvifere sînt reproduse schematic în figura 4.1 după Castany (1968).

Principalele probleme geologice, la a căror rezolvare își aduc aportul cercetările geofizice, vor fi prezentate succint în cele ce urmează.

Cele mai obișnuite forme structurale studiate în hidrogeologie sînt reliefurile de eroziune îngropate sub depozite poroase neconsolidate, sinclinalele și sineclizele, faliile, dyke-urile de roci eruptive sau sedimentare etc.

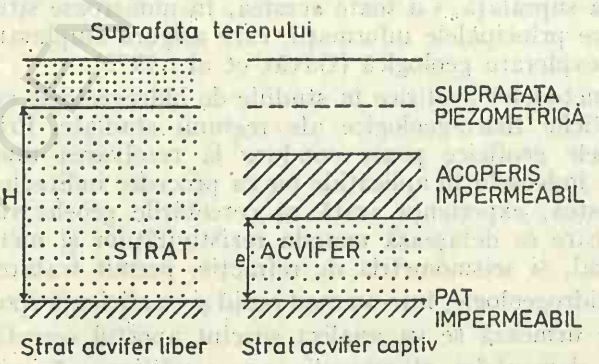



Fig. 4.1. Elementele dimensionale ale stratului acvifer (după Castany, 1968).

Cantități importante de ape subterane sînt exploatate din depozitele neconsolidate sau semiconsolidate, electrometria, seismometria, de refracție și gravimetria, utilizîndu-se pe scară largă, cu o eficiență ridicată la cercetarea acestora.

Datele electrometriei pot fi interpretate univoc în cazul cînd există informații asupra constituției litologice a formațiunilor consolidate. Pentru exemplificare, în figura 4.2 se prezintă trei situații caracteristice întîlnite pe teritoriul Kazahstanului (URSS), unde cercetările geoelectrice prin metodele rezistivității, SEV și polarizației induse au permis trasarea vechilor canale umplute cu depozite aluvionare (Ogilvy, 1967).

Canalele umplute cu aluviuni săpate în argile generează maxime (cazul *a*), iar cele săpate în calcare produc minime ale rezistivității aparente (cazul *c*). Absența unui contrast între depozitele aluvionare și patul lor grezos (cazul *b*) exclude aplicarea metodei rezistivităților. În această situație se impune folosirea metodei polarizației induse, deoarece formațiunile aluvionare se caracterizează prin valori mai elevate ale factorului de încărcare.

Depozitele neconsolidate sînt caracterizate în general prin valori reduse ale densității și vitezei de propagare a undelor elastice. Deși variabilitatea acestor parametri este funcție de mai mulți factori, se poate presupune că, în principal, ei depind de porozitate. De aceea, valori scăzute ale densității și vitezei de propagare reprezintă indicatori direcți ai unei porozități de ansamblu ridicate și a unei capacități importante de înmagazinare a apei.

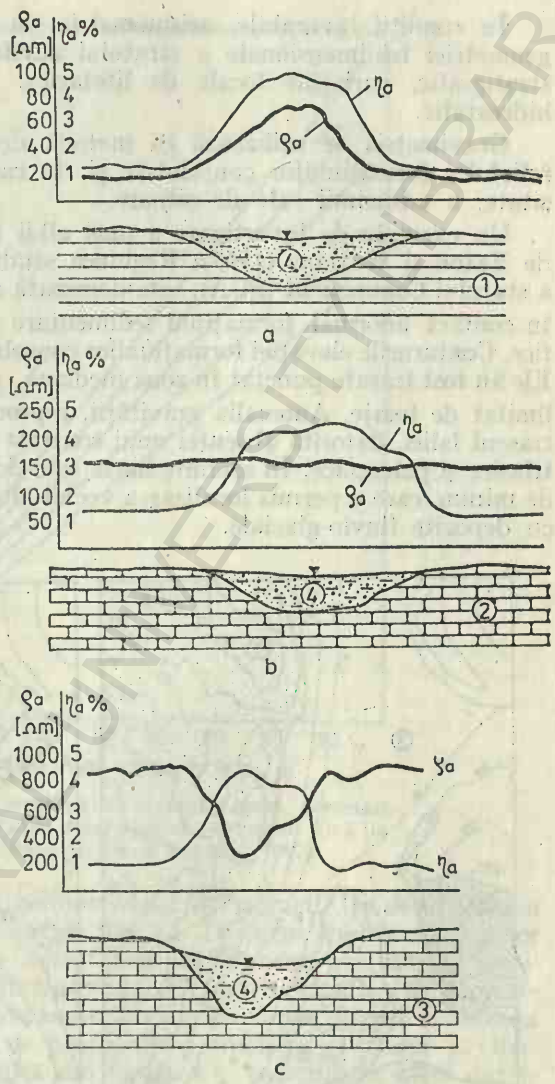



Fig. 4.2. Profile tipice de variație a rezistivității aparente $\rho_a$ și factorului de încărcare $\eta_a$ în Kazahstan (URSS), pentru localizarea canalelor umplute cu depozite aluvionare (după Ogilvy, 1967).
*1* — argile; *2* — gresii; *3* — calcare; *4* — aluviuni.

În condiții favorabile, seismometria de refracție permite determinarea geometriei tridimensionale a stratului acvifer, trăsăturile majore de ordin stratigrafic, variațiile locale de litofacies, precum și adîncimea nivelului hidrostatic.

Gravimetria se utilizează ca metodă de recunoaștere pentru stabilirea reliefului formațiunilor consolidate și, în cazul unui contrast unic de densitate, a adîncimii sale de situare.

Un exemplu de investigare a unei albii îngropate de rîu este prezentat de Eaton și Watkins (1967). Regiunea studiată, situată în partea centrală a statului Connecticut (SUA), este dominată de o fractură majoră, care pune în contact anormal formațiuni sedimentare triasice cu formațiuni metamorfice. Contururile elevației formațiunilor consolidate sînt redate în figura 4.3, *a*. Ele au fost trasate punctat în zona mediană, pe baza rezultatelor unui număr limitat de foraje. Anomalia gravității, reprodusă în figura 4.3, *b* nu indică traseul faliei, datorită absenței unui contrast de densitate între formațiunile triasice și paleozoice. În schimb, harta este dominată de un aliniament major de minim, care a permis localizarea vechii albii a rîului Connecticut, umplută cu depozite fluvio-glaciale.

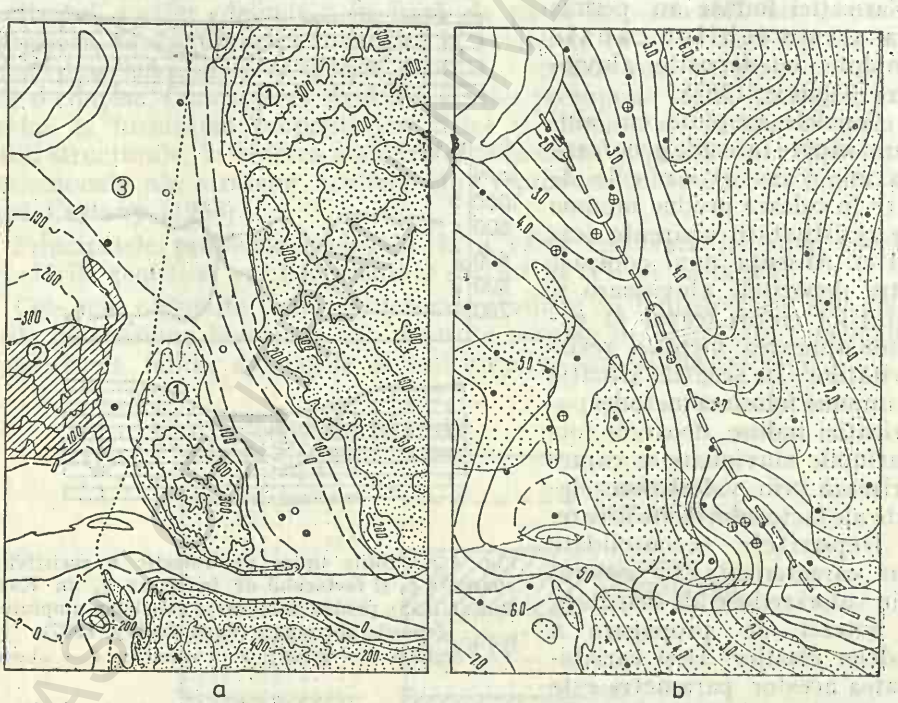



Fig. 4.3. Conturile elevației formațiunilor consolidate (cazul *a*), cu separarea rocilor metamorfice (*1*), triasice (*2*) și cuaternare (*3*), în paralel cu anomalia gravității (cazul *b*), din partea centrală a statului Connecticut SUA (după Eaton și Watkins, 1967).

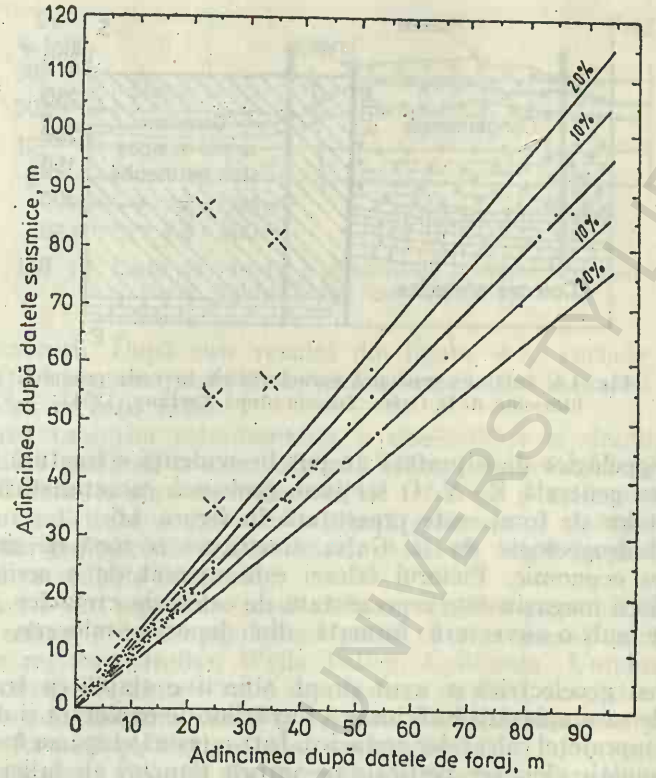



Fig. 4.4. Comparația rezultatelor obținute prin cercetări seismice și de foraj, pentru determinarea adîncimii pînă la roca consolidată (după Eaton și Watkins, 1967).

Problemele privind aplicarea seismometrici de refracție la determinarea reliefului rocii de bază au fost discutate în § 3.2. În cazul studiat al stratelor acvifere din depozitele aluvionare, rezultatele pot fi uneori afectate de erori. Ele se referă în principal la dificultatea producerii undelor elastice în depozite friabile, existența mai multor strate neconsolidate cu viteze diferite și absența unei relații definite între viteza de propagare și tipologia stratului acvifer. Cu toate acestea, după cum rezultă din figura 4.4, comparația între datele seismice de refracție și cele de foraj pentru 97 determinări arată că majoritatea estimărilor de adîncime se realizează în limitele unei erori de 10%.

În unele regiuni sedimentare, fracturile majore sînt adeseori la originea pragurilor hidraulice, care constituie zone de prim interes pentru exploatarea apelor subterane. Deși localizarea accidentelor rupturale este posibilă prin mai multe metode geofizice, informațiile cele mai adecvate pentru rezolvarea problemelor de hidrogeologie sînt furnizate de cercetările geoelectrice prin metoda SEV și metoda rezistivităților.

Un exemplu clasic îl constituie cercetarea geoelectrică efectuată în zona pragului hidraulic de la Gafsa (Tunisia), de Castany (1951). În acest sector,

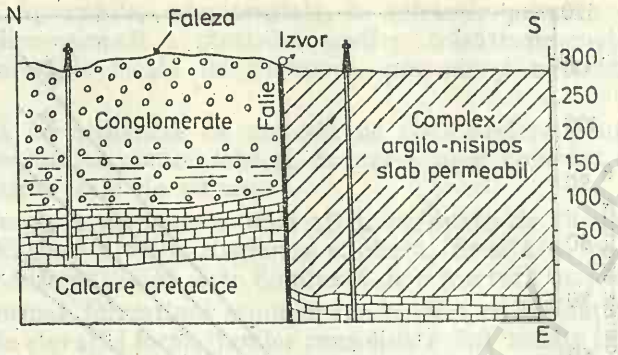



Fig. 4.5. Secțiune geologică caracteristică în zona pragului hidraulic de la Gafsa, Tunisia (după Castany, 1951).

observațiile geologice de suprafață au pus în evidență o fractură importantă, cu orientarea generală E—V. O secțiune geologică caracteristică, construită pe baza datelor de foraj, este prezentată în figura 4.5.

Pragul hidrogeologic de la Gafsa constituie o zonă de emergențe de mare interes economic. Piciorul falezei este marcat de o serie de izvoare arteziene. Roca magazin este reprezentată de calcarele cretacice, care conțin ape captive sub o cuvertură formată din depozite miocene, pliocene și cuaternare.

Cercetarea geoelectrică a avut drept obiective stabilirea traseului fracturii, în vederea amplasării judicioase a lucrărilor de explorare și determinarea morfologiei suprafeței calcarelor cretacice. Într-o primă etapă au fost executate o serie de sondaje electrice verticale pe ambele flancuri ale faliei, cu lungimi ale liniei de emisiune $AB$ de 2—3 km.

În figura 4.6 se prezintă două diagrame caracteristice și anume SEV-1 la nord de falie și SEV-2 la sud de falie. Ele au indicat existența unui orizont de adîncime, cu rezistivitatea de 40—60 Ωm, care corespunde calcarelor acvifere. Calcarele se situează la adîncimea de 250 m în compartimentul nordic și de 400 m în compartimentul sudic, precizînd astfel săritura faliei. Complexul superior este caracterizat prin rezistivități de 10—20 Ωm, mai reduse în compartimentul sudic, unde predomină argile nisipoase, care conțin ape mai intens mineralizate.

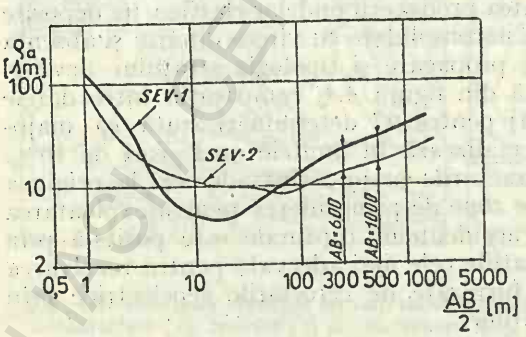



Fig. 4.6. Diagrame SEV caracteristice din zona Gafsa, Tunisia (după Castany, 1951).

Compararea curbelor SEV a sugerat alegerea lungimii liniei de emisiune $AB$ pentru profilarea electrică. Folosindu-se două dispozitive cu $AB$ de 600 m și respectiv de 1 000 m s-a putut trasa, cu suficientă precizie, dispoziția

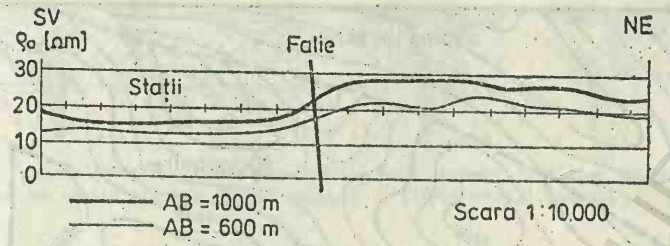



Fig. 4.7. Curbe de variație a rezistivității aparente din zona Gafsa, Tunisia (după Castany, 1951).

în plan a fracturii. După cum rezultă din figura 4.7, curbele de variație a rezistivității aparente prezintă o trecere bruscă de la valori de 15 Ωm la 25—30 Ωm în zona faliei.

Localizarea bazinelor intermontane, a sinclinalelor și sineclizelor presupune cercetarea geofizică a unor arii mai întinse. În acest caz, metodele cel mai frecvent folosite sînt seismometria de refracție și reflexie și gravimetria. Ele sînt solicitate să pună în evidență grosimea și alcătuirea litologică a formațiunilor geologice de umplutură, de obicei de vîrstă terțiară-cuaternară și eventualele accidente rupturale.

În figura 4.8 sînt reproduse rezultatele cercetărilor gravimetrice și seismometrice de refracție de-a lungul unui profil ce traversează un bazin intramontan din regiunea Indian Wells Valley, California. Umplutura acestui bazin este constituită dintr-o suită de depozite terțiare, acoperite de depozite relativ groase de aluviuni vechi și recente. În adîncime este posibil să se dezvolte și formațiuni terțiare mai vechi (probabil lave), care se dispun peste un fundament alcătuit din formațiuni mezozoice și paleozoice.

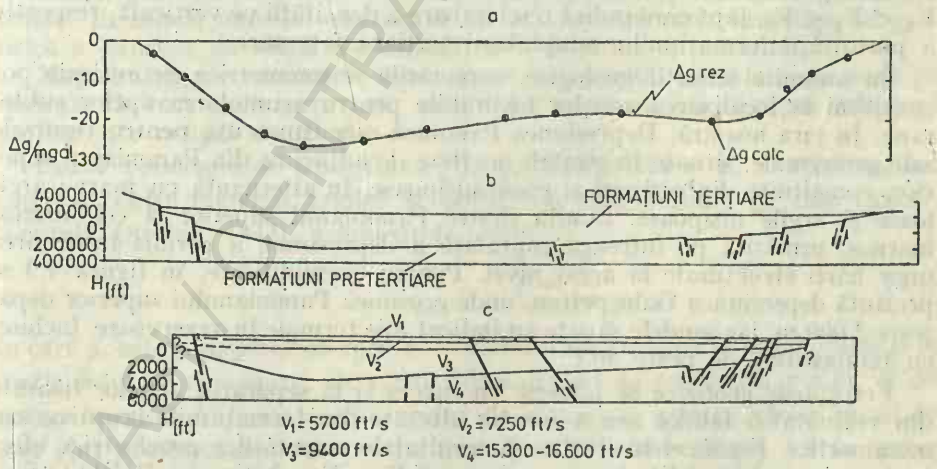



Fig. 4.8. Anomaliile reziduală și calculată ale gravității (*a*) și secțiunile geologice întocmite pe baza datelor gravimetrice (*b*) și seismometrice de refracție (*c*) din zona Indian Wells Valley, California (după Zbur, 1963).

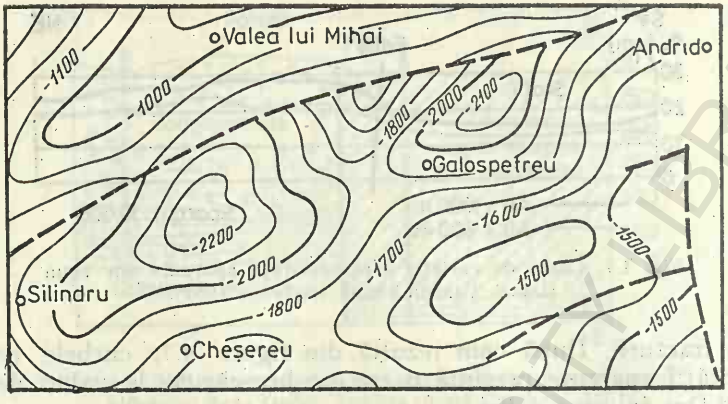



Fig. 4.9. Schiță structurală la un orizont convențional din baza Panonianului superior, pentru sectorul nordic al Depresiunii Panonice (după Visarion et al., 1977).

Anomalia reziduală a gravității (*a*) pune în evidență un minim cu intensitatea de circa 25 mgal. Admițîndu-se modelul figurat (*b*), se obține o armonizare completă între anomaliile reziduală și calculată pentru un contrast unic în valoare de 0,5 g/cm$^3$.

Seismometria de refracție conduce la o secțiune relativ asemănătoare (*c*), care relevă însă două limite de separație în cadrul formațiunilor de umplutură și o grosime mai mare a acestora, cu peste 0,3 km față de cea indicată de modelul gravimetric. Diferențele constatate între cele două modele sînt determinate de adoptarea unei scheme simplificate în cazul datelor gravimetrice, prin admiterea unui contrast unic de densitate. După cum se observă $V_1 < V_2 < V_3$, fapt care indică o schimbare a densității pe verticală, respectiv a porozității formațiunilor umpluturii terțiar-cuaternare.

În anumite situații geologice, cercetările seismometrice de reflexie pot contribui la localizarea zonelor favorabile pentru acumularea apelor subterane. În țara noastră, Depresiunea Panonică este cunoscută pentru resursele sale geotermale, situate în stratele acvifere de adîncime din Panonianul superior, constituite din nisipuri și gresii nisipoase, în alternanță cu marne argiloase și argile nisipoase. Limita dintre Panonianul superior și cel inferior marnos, urmărită pe întreaga suprafață a depresiunii, a permis întocmirea unor hărți structurale la acest nivel. Pentru exemplificare, în figura 4.9 se prezintă depresiunea Galoșpetreu, unde grosimea Panonianului superior depășește 2 000 m, iar sondele săpate au indicat ape termale în rezervoare închise, cu temperaturi de peste 80°C.

Cercetările geofizice se folosesc cu succes și la separarea zonelor fisurate din vecinătatea faliilor sau a zonelor alterate din formațiunile eruptive sau metamorfice. Figura 4.10 ilustrează rezultatele cercetărilor geoelectrice efectuate prin metoda SEV într-o regiune aridă a Kazahstanului (URSS). Secțiunea geoelectrică separă patru minime de rezistivitate, care relevă prezența zonelor acvifere în porțiunile fisurate ale masivului granitic.

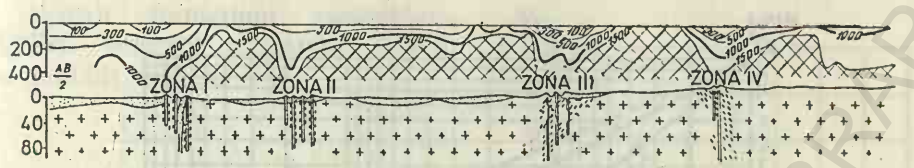



Fig. 4.10. Rezultatele cercetărilor geoelectrice prin metoda SEV pe un profil ce traversează un masiv granitic din Kazahstan — URSS (după Anashin et al., 1965).

## 4.2. DETERMINAREA PRINCIPALILOR PARAMETRI CE CARACTERIZEAZĂ COLECTORUL ACVIFER

În paralel cu alte procedee de investigare, metodele geofizice de suprafață și de sondă contribuie la stabilirea unora din parametrii ce caracterizează colectorul acvifer. Dintre aceștia vor fi luați în considerare porozitatea totală și efectivă, viteza și direcția de curgere a apelor subterane, a căror determinare se poate realiza într-un timp relativ scurt, la costuri scăzute. De asemenea vor fi amintite procedeele care permit separarea zonelor cu salinitate diferită în cadrul pînzelor freatice.

**Determinarea porozității totale și efective.** Porozitatea totală a unui eșantion reprezintă raportul dintre volumul ocupat de pori și volumul total, exprimat fracționar sau în procente. Ea poate fi determinată indirect prin cercetări geoelectrice în varianta sondajului electric vertical, pornind de la valoarea rezistivității colectorului acvifer, sau prin cercetări seismometrice, pe baza vitezelor de propagare a undelor elastice. Odată cu creșterea preciziei de măsurare a diferențelor de gravitate și îmbunătățirea procedeelor de prelucrare a datelor, gravimetria poate fi de asemenea folosită la estimarea porozității totale. În zonele unde se efectuează lucrări de explorare, investigarea geofizică a găurilor de sondă s-a dovedit a fi deosebit de eficientă.

Majoritatea procedeelor de determinare a porozității totale se bazează pe ipoteza că roca colectoare este saturată cu apă, adică întregul volum al porilor este ocupat de fluid.

*Cazul colectoarelor neargiloase.* Între rezistivitatea $\rho_a$ a colectoarelor care nu conțin material argilos și porozitate s-au stabilit pe cale experimentală (Archie, 1942), următoarele relații:

$$F = \frac{\rho}{\rho_e}; \qquad F = \frac{1}{P^m} \tag{4.1}$$

în care $\rho_e$ este rezistivitatea epei, $F$ — factorul de formație al colectorului și $m$ coeficientul de cimentare, ale cărui valori depind de geometria porilor și de natura rocilor. Valorile coeficientului de cimentare pentru cîteva tipuri de roci sînt următoarele: 1,3 pentru formațiunile neconsolidate, 1,9 în cazul rocilor consolidate cu porozitate interstițială (gresii) și 2,35 pentru rocile consolidate fisurate (calcare, dolomite).

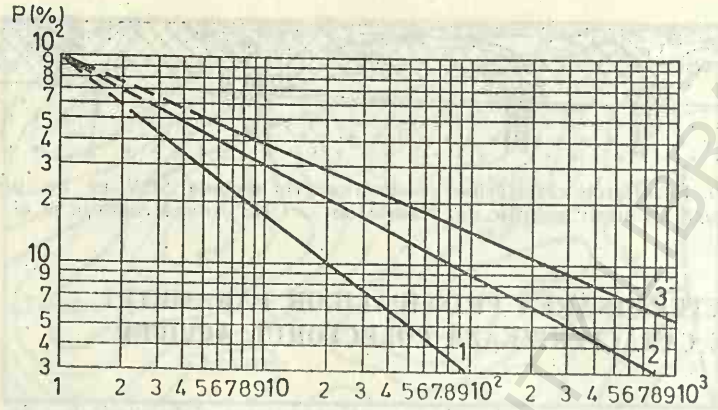



Fig. 4.11. Porozitatea totală $P$ a unei formațiuni acvifere saturate neargiloase în funcție de factorul de formație $F$:
*1* — formațiune mobilă; *2* — rocă consolidată cu porozitate interstițială; *3* — rocă consolidată cu porozitate de fisurație (după Astier, 1971).

Pe lîngă rezistivitatea $\rho$ a colectorului, calculată din datele SEV, este necesară cunoașterea și a rezistivității apei de saturație, care se estimează sau se determină prin tehnici de laborator.

Folosind abaca din figura 4.11, obținută prin reprezentarea grafică a formulelor (4.1), se poate stabili valoarea porozității totale $P$. Valoarea minimă a factorului de formație $F$ pentru colectoarele neargiloase se estimează la 2,5, fapt care arată că porozitatea totală maximă pentru aluviunile mobile nu poate depăși 47,6%. Dacă se obțin valori mai mari pentru factorul de formație atunci trebuie admisă prezența fracțiunii argiloase în cuprinsul rocii investigate.

Porozitatea formațiunilor acvifere saturate neargiloase poate fi dedusă și din datele seismice. Astfel, în cazul aluviunilor, este valabilă relația lui Wood

$$\frac{1}{V^2} = \left[\frac{P}{V_f^2} + \frac{1{,}6(1-P)}{V_m \delta_m}\right] \cdot [P + (1-P)\delta_m], \qquad (4.2)$$

în care $P$ este porozitatea totală a colectorului, $\delta_m$ — densitatea matricii minerale a acestuia, iar $V$, $V_f$ și $V_m$ reprezintă vitezele undelor elastice în aluviuni, în apă și respectiv în matricea solidă a formațiunii acvifere. Dacă se admit valorile numerice $V_f = 1{,}45$ km/s, $V_m = 5$ km/s și $\delta_m = 2{,}6$ g/cm³, formula (4.2) se scrie sub forma simplă:

$$\frac{1}{V^2} = 0{,}064 + 1{,}13\,P - 0{,}72\,P^2 \qquad (4.3)$$

Variația porozității totale $P$ în funcție de viteza de propagare a undelor elastice în colectorul acvifer este prezentată în figura 4.12.

Pentru formațiuni consolidate, Wyllie, Gregory și Gardner (1956) au stabilit expresia :

$$\frac{1}{V} = \frac{P}{V_f} + \frac{1-P}{V_m} \qquad (4.4)$$

în care $V$ este viteza de propagare în roca consolidată, iar celelalte mărimi își păstrează semnificația din formula (4.2). Această relație este valabilă pentru determinarea porozității gresiilor și a formațiunilor carbonatice cu o distribuție relativ uniformă a porilor.

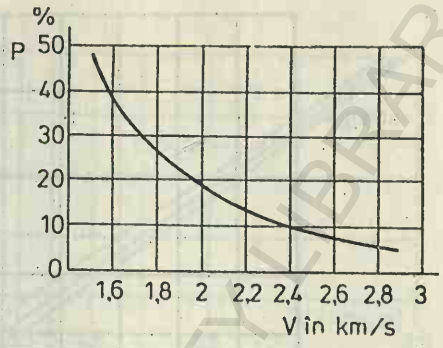



Fig. 4.12. Diagrama porozității totale a aluviunilor saturate neargiloase în funcție de viteza de propagare a undelor elastice (după Astier, 1971).

Dacă în locul vitezelor de propagare sînt luați în considerare timpii de parcurs, rezultați din măsurătorile de carotaj acustic în foraje, se poate scrie :

$$\Delta t = P \cdot \Delta t_f + (1 - P) \cdot \Delta t_m \qquad (4.5)$$

unde $\Delta t$ este timpul parcurs măsurat, iar $\Delta t_f$ și $\Delta t_m$ timpii de parcurs în fluidul conținut în pori și, respectiv, în matricea minerală a rocii. Din această relație rezultă imediat porozitatea $P$ :

$$P = \frac{\Delta t - \Delta t_m}{\Delta t_f - \Delta t_m} \qquad (4.6)$$

Ea este valabilă pentru formațiuni geologice a căror porozitate totală este mai mică de 25%. După cum se remarcă din formula (4.6), determinarea porozității presupune cunoașterea timpului de parcurs în matricea rocii $\Delta t_m$ și a timpului de parcurs în fluid $\Delta t_f$. Viteza de propagare în fluidul cuprins în spațiul poros se consideră egală cu 1 750 m/s, valoare care corespunde la un timp de parcurs $\Delta t_f$ de 189 μs/ft (571 μs/m). Evaluarea timpului de parcurs în matrice $\Delta t_m$ constituie o problemă mult mai dificilă. Acesta poate fi determinat fie prin măsurători directe pe probe uscate, fie indirect pe baza construirii unui grafic de dependență între rezistivitatea electrică și timpul de parcurs pentru profilul găurii de foraj cercetate (fig. 4.13). În tabelul nr. 4.1 sînt date valorile vitezelor de propagare și respectiv a timpilor

*Tabelul 4.1*

| Tipul rocii | $V_m$(m/s) | $t_m$(μs/ft) |
|---|---|---|
| Gresii | 6 000 – 7 000 | 55,6 – 47,6 |
| Calcare | 7 000 – 7 600 | 47,6 – 43,5 |
| Dolomite | 7 600 – 8 600 | 43,5 – 38,5 |

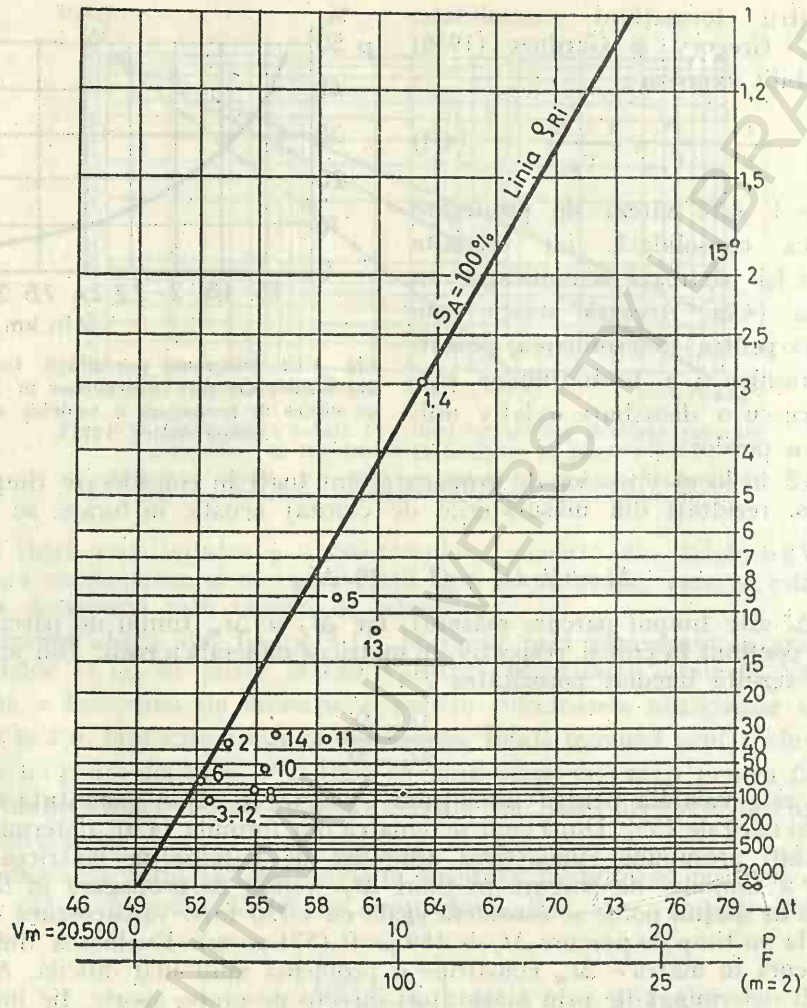



Fig. 4.13. Grafic experimental stabilind corespondența între rezistivitatea electrică măsurată cu dispozitiv de carotaj electric cu curenți focalizați (laterolog 3) și timpul de parcurs obținut din carotajul acustic. Timpul de parcurs și viteza în matricea minerală se află la intersecția dreptei cu axa absciselor în conceptul admis că scheletul mineral al rocii este izolant electric:
$S_A$ — saturația în apă.

de parcurs în matricea minerală, care au fost utilizate la construirea abacelor (fig. 4.14), pentru cîteva tipuri de roci. Procedeul descris conduce la rezultate satisfăcătoare îndeosebi pentru nisipurile acvifere suficient de curate.

În literatura de specialitate există și alte relații între viteza de propagare a undelor elastice și porozitate, relații directe sau indirecte (prin intermediul altor parametri elastici). Sintetic, ele sînt prezentate în figura 4.15.

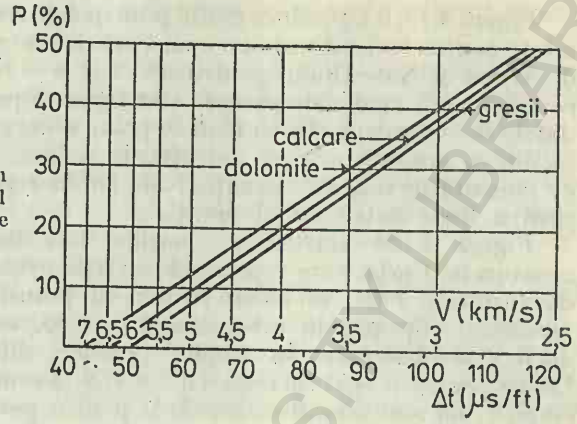
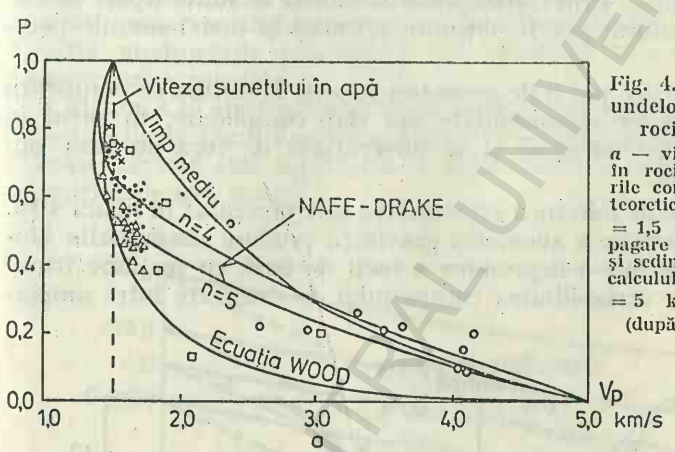



Fig. 4.14. Variația porozității în funcție de timpul de parcurs al undelor elastice pentru gresii, calcare și dolomite (după Astier, 1971).



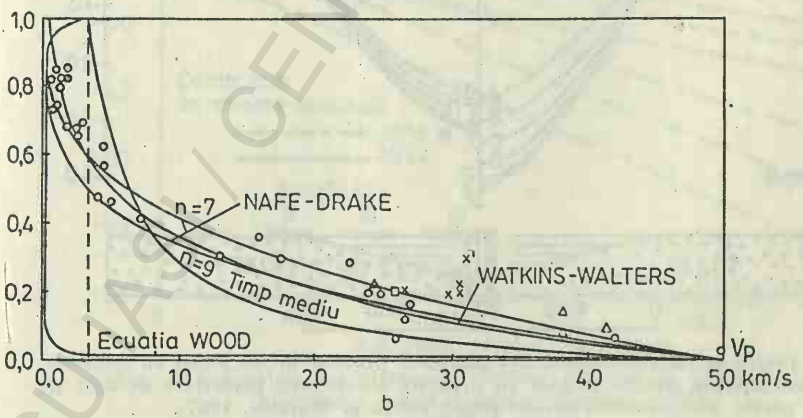




Fig. 4.15. Viteza de propagare a undelor elastice longitudinale în roci saturate și nesaturate:
*a* — vitezele de propagare observate în roci saturate și sedimente (valorile considerate în calculul curbelor teoretice: $V_{P_m}$ =5 km/s; $V_{P\ fluid}$ = = 1,5 km/s); *b* — vitezele de propagare observate în roci nesaturate și sedimente (valorile considerate în calculul curbelor teoretice: $V_{P_m}$ = = 5 km/s; $V_{P\ fluid}$ = 0,33 km/s) (după Eaton și Watkins, 1967).



BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Figura 4.15, *a* reproduce grafic principalele ecuații viteză de propagare-porozitate pentru roci saturate cu apă. Curbele corespunzătoare ecuațiilor stabilite de Wood și Nafe-Drake pentru $n = 4$ și $n = 5$ ($n$ este exponent arbitrar) și ecuației timp mediu de parcurs sînt figurate pentru a putea fi comparate cu datele de observație. După cum se poate observa, ecuația timpului de parcurs mediu se armonizează cu porozitățile reduse, în timp ce ecuația lui Wood cu porozitățile ridicate. Ecuația Nafe-Drake reprezintă o soluție satisfăcătoare pentru toate datele de observație.

Figura 4.15*b* ilustrează ecuațiile date de diverși autori pentru roci nesaturate. Curba care reprezintă variația ecuației Nafe-Drake pentru $n = 7$ dă rezultate bune în cazul rocilor cu porozități mai mici de 0,7. Pentru porozități cuprinse în intervalul 0,7—0,85, ea conduce la valori mai mici decît cele observate. În scopuri practice, diferențele între ecuațiile Nafe-Drake pentru $n$ egal succesiv cu 7,8 și 9 și ecuația Watkins-Waltern, dedusă empiric, nu sînt semnificative decît pentru porozități foarte ridicate.

În concluzie, estimarea porozităților pe baza vitezelor de propagare a undelor elastice, respectiv a timpilor de parcurs, se poate face cu o eroare relativă mai mică de 15%. Prin restrîngerea datelor la anumite tipuri de formațiuni și la zone limitate pot fi obținute estimări și mai bune ale porozității.

Cercetările gravimetrice pot fi de asemenea folosite la estimarea porozității totale medii a depozitelor neconsolidate sau slab consolidate, în cazul în care acestea sînt relativ omogene și se diferențiază de roca de bază sub raportul densităților lor.

Un exemplu teoretic de folosire a gravimetriei este prezentat în figura 4.16. Ea redă profilele de variație a anomaliei gravității produse de depozite aluviale, care sînt dispuse într-o depresiune a rocii de bază cu secțiune triunghiulară. Se presupune variabilitatea contrastului de densitate între umplu-

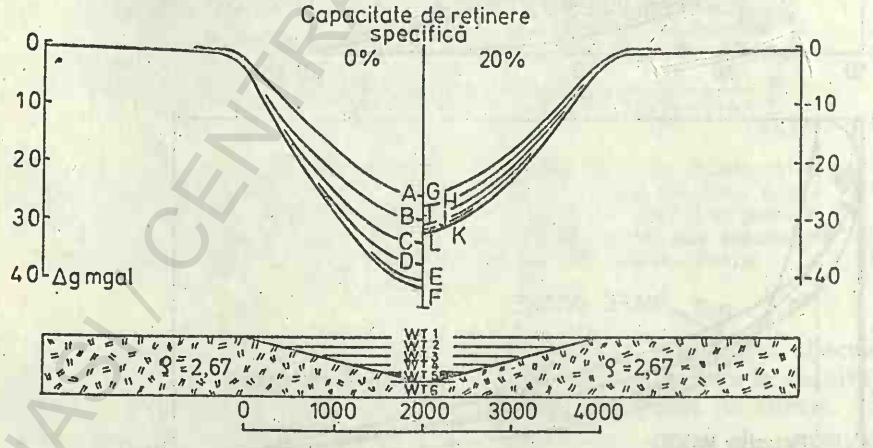



Fig. 4.16. Profile de variație a anomaliei gravității produse de un canal cu secțiune triunghiulară săpat în granite umplut cu depozite aluviale cu porozitate de 0,33 și nivele hidrostatice variabile (după Eaton și Watkins, 1967).

tură și formațiunile adiacente (0,55—0,88 g/cm³) și absența surselor de anomalie regională.

Profilele *A—F* reprezintă anomaliile asociate cu diverse nivele hidrostatice în formațiuni neconsolidate cu capacitate de reținere specifică neglijabilă. Cînd suprafața superioară a zonei de saturație coboară de la nivelul 1 la nivelul 6, apa din porii aluviunilor este drenată în jos. Dacă nivelul hidrostatic corespunde cu suprafața solului, valoarea maximă a anomaliei produse de aluviunile saturate cu apă este de 2,6 mgal. Dacă acviferul este complet drenat, valoarea anomaliei atinge 4,1 mgal. Pentru diferite nivele ale apei, valorile anomaliei oscilează între aceste limite.

Profilele *G—L* reprezintă anomaliile gravimetrice asociate cu nivele variabile ale apei din depozite aluvionare cu aceeași configurație dar cu o capacitate de reținere specifică de 20%. În acest caz, variația gravității produsă de modificarea nivelului hidrostatic, de la suprafață la baza acviferului, este de 0,61 mgal. Prin urmare, efectul capacității de reținere specifică este semnificativ.

Din cele expuse rezultă că, în ambele cazuri, anomaliile produse de depozitele neconsolidate, uscate sau saturate cu apă, pot fi detectate fără dificultăți prin cercetări gravimetrice de mare detaliu. În plus s-ar putea evidenția modificările pronunțate ale nivelului hidrostatic, prin măsurători gravimetrice repetate.

Figura 4.17 ilustrează efectul gravițational rezultat din declinul nivelului hidrostatic în cazul a patru acvifere cu diferite secțiuni transversale. Pentru fiecare acvifer sînt reprezentate două curbe pentru capacități de reținere specifică de 0% și 20%.

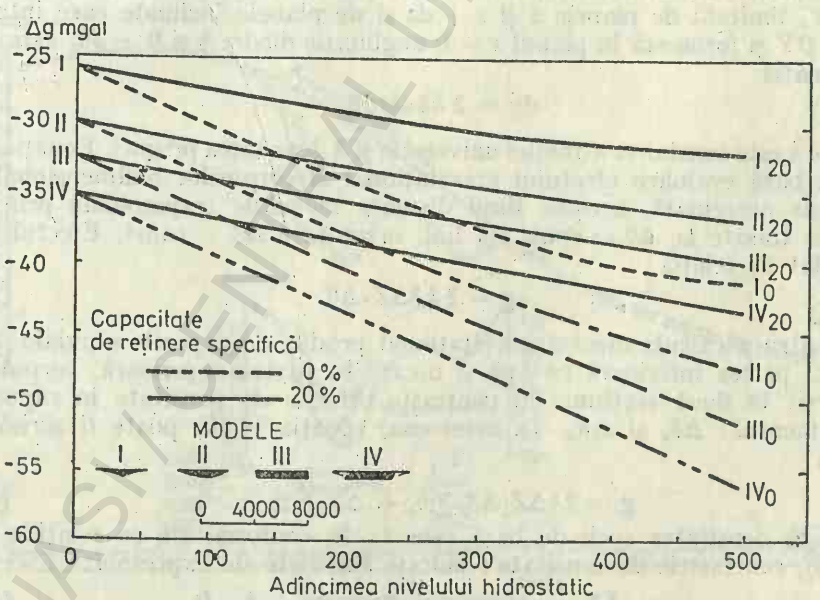



Fig. 4.17. Efectele gravitaționale maxime produse de declinul nivelului hidrostatic (după Eaton și Watkins, 1967).

Un declin al nivelului hidrostatic de 100 picioare într-un acvifer cu o porozitate de 0,33 şi capacitate de reţinere specifică neglijabilă produce o modificare în anomalia gravităţii de 0,42 mgal. Pentru o capacitate de reţinere specifică de 20%, acelaşi declin produce o schimbare de numai 0,17 mgal.

Estimarea porozităţii depozitelor aluviale prin măsurători gravimetrice implică cunoaşterea reliefului rocii de bază şi a nivelului hidrostatic, pe baza datelor seismometrice de refracţie şi a lucrărilor de foraj.

Porozitatea aluviunilor uscate rezultă din relaţia

$$P = \frac{\delta_m - \delta_d}{\delta_m} \tag{4.7}$$

în care $\delta_m$ este densitatea matricei minerale şi $\delta_d$ densitatea aluviunilor uscate.

Pentru depozite saturate cu un fluid de densitate $\delta_f$, porozitatea este dată de relaţia

$$P = \frac{\delta_s - \delta_d}{\delta_f}, \tag{4.8}$$

în care $\delta_s$ este densitatea aluviunilor acvifere.

De cele mai multe ori, depozitele aluviale au o extindere importantă pe direcţie în raport cu dezvoltarea lor laterală şi pe verticală, astfel încît ele pot fi asimilate cu corpuri bidimensionale. Efectul gravitaţional produs de corpuri bidimensionale cu secţiune neregulată poate fi estimat prin diverse procedee. Hubbert (1948) a arătat că atracţia gravitaţională, în originea unui sistem de coordonate, produsă de o prismă cu lungime infinită paralelă cu $OY$, limitată de planele $z$ şi $z + dz$ şi de planele înclinate care intersectează $OY$ şi formează în planul $z = 0$ unghiurile diedre $\theta$ şi $\theta + d\theta$, este dată de ecuaţia

$$dg = 2\,k\delta \cdot dz d\theta, \tag{4.9}$$

în care $k$ este constanta atracţiei universale şi $\delta$ densitatea prismei. Ecuaţia (4.9) stă la baza evaluării efectului gravitaţional al corpurilor bidimensionale de secţiune neregulată, acestea fiind divizate în celule trapezoidale prin linii radiale trasate la $\Delta\theta = \text{const.}$ şi linii orizontale $\Delta Z = \text{const.}$ Efectul total este dat de relaţia :

$$g = 2\,k\delta\Delta Z \cdot \Delta\theta \tag{4.10}$$

Pentru a calcula efectul gravitaţional produs de depozite aluviale, saturate la partea inferioară cu apă şi uscate în partea superioară, corpul este împărţit în două secţiuni, cu contraste diferite de densitate în raport cu fundamentul : $\Delta\delta_s$ şi $\Delta\delta_d$. În acest caz, ecuaţia (4.10) poate fi scrisă sub forma

$$g = 2k\Delta Z[\Delta\delta_s \sum \theta_s + \Delta\delta_d \sum \theta_d] \tag{4.11}$$

Dacă densitatea rocii de bază este $\delta_r$, în conformitate cu relaţiile (4.7) şi (4.8), contrastele de densitate rezultate sînt date de expresiile :

$$\Delta\delta_d = \delta_r - \delta_d = \delta_r - \delta_m + \delta_m \cdot P \tag{4.12}$$

$$\Delta\delta_s = \delta_r - \delta_s = \delta_r - \delta_m - \delta_f \cdot P \tag{4.13}$$



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Substituind aceste expresii în (4.11) și rezolvînd în raport cu $P$, rezultă :

$$P = \left[ \frac{(g/2k\Delta Z) - (\delta_r - \delta_m)(\Sigma\,\theta_s + \Sigma\,\theta_d)}{\delta_m(\Sigma\theta_s + \Sigma\,\theta_d) - \delta_r \Sigma\,\theta_s} \right] \qquad (4.14)$$

Această expresie dă porozitatea depozitelor aluviale, în condițiile existenței apei, în funcție de anomalia gravității, densitatea rocii de bază $\delta_r$, densitatea matricei minerale a aluviunilor $\delta_m$ și secțiunile transversale ale părților uscată și saturată cu apă.

În figura 4.18 se prezintă sintetic rezultatele obținute în zona Perris Valley, California (SUA), bine cunoscută din punct de vedere geologic ca urmare a lucrărilor de foraj executate. În acest caz s-a putut face o comparație directă a valorilor porozității determinate din măsurătorile gravimetrice cu valorile stabilite prin tehnici convenționale de laborator pe eșantioane prelevate din foraje. După cum se observă din secțiunea geologică, depozite aluviale, cu o îngroșare mai accentuată în partea centrală a profilului ($A'-A''$), se dispun peste un fundament granitic. Nivelul apelor subterane este de asemenea trasat pe secțiune.

Variația anomaliei gravității, urmărită pe un profil mai extins, pune în evidență un minim local care se suprapune pe fondul general de creștere a valorilor de la punctul $A'''$ înspre punctul $A$.

După separarea anomaliei regionale, în zona centrală a minimului rezidual au fost selectate 6 puncte, în vederea determinării porozității depozitelor aluviale cu ajutorul relației (4.14). Datele auxiliare au fost stabilite prin

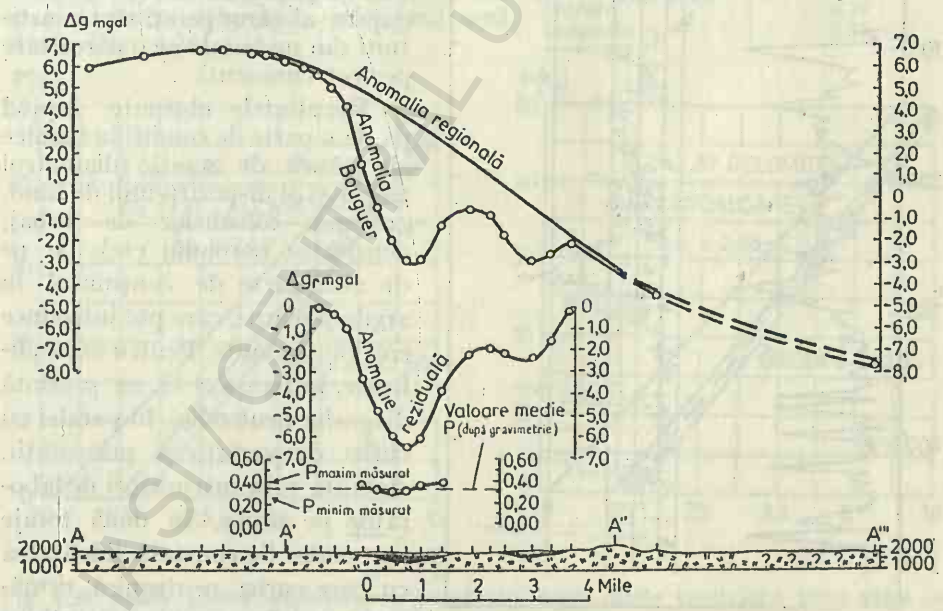



Fig. 4.18. Anomalia Bouguer, anomalia reziduală a gravității și porozitatea determinante de-a lungul unui profil din zona Perris Valley, California (SUA) (după Eaton și Watkins, 1967).

măsurători pe probe prelevate din foraje. Ele au condus la valorile medii de 2,675 g/cm$^3$ pentru densitatea minerală a aluviunilor și de 2,735 g/cm$^3$ pentru densitatea fundamentului granitic. Densitatea apei subterane a fost considerată egală cu 1,0 g/cm$^3$.

Valorile de porozitate obținute variază în intervalul 0,308—0,372, cu o medie de 0,334. Pentru comparație au fost executate măsurători de porozitate pe 10 eșantioane, colectate de la adîncimi cuprinse între 6 și 82 m. Rezultatele se înscriu între valorile minimă de 0,230 și maximă de 0,352, fapt care sugerează aplicabilitatea metodei gravimetrice la estimarea porozității medii a formațiunilor neconsolidate.

Sursele de erori care pot afecta rezultatele obținute prin procedeul descris sînt: variația spațială a porozității și densității depozitelor aluviale și rocii de bază, cunoașterea insuficientă a reliefului rocii de bază și a nivelului hidrostatic, separarea nesatisfăcătoare a surselor de anomalii gravimetrice și alegerea incorectă a densității pentru evaluarea reducerilor geofizice.

Carotajul neutron-neutronic, constînd din înregistrarea variațiilor intensității fluxului de neutroni lenți, care se reîntorc în dispozitivul de fund după bombardarea stratificației cu neutroni rapizi, este folosit cu bune rezultate la determinarea porozității rocilor saturate cu fluide. O problemă deosebită, care se pune la interpretarea cantitativă a diagrafiilor neutronice, constă în calibrarea corectă a dispozitivului de măsurare. În prezent, această operație se realizează periodic în puțuri adînci, special amenajate, ai căror pereți sînt constituiți din materiale cu o porozitate perfect cunoscută.

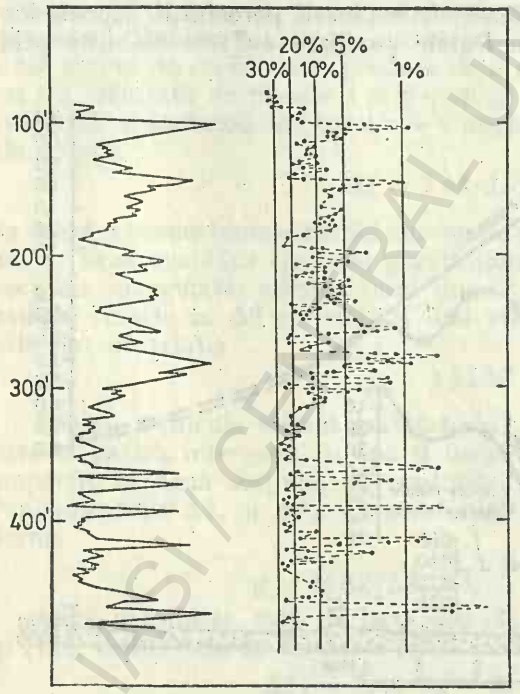


Fig. 4.19. Curba neutronică determinată într-un foraj (după Keys, 1967).

Rezultatele obținute depind pe de o parte de condițiile tehnice ale găurii de sondă (diametrul găurii și al dispozitivului de fund, grosimea coloanelor de tubaj, densitatea noroiului etc), iar pe de altă parte de conținutul în argile și marne, care pot introduce erori importante. Pentru exemplificare, în figura 4.19 se prezintă diagrafia neutronică în paralel cu curba de variație a porozității, stabilită prin măsurători de laborator pe probe, în două foraje apropiate. Se constată fidelitatea cu care curba neutronică urmărește modificarea porozității chiar pe intervale foarte reduse.

Carotajul gama-gama este, de asemenea, folosit la determinarea porozității formațiunilor geologice în sectoarele unde se execută lucrări de foraj. Prin această tehnică se înregistrează variațiile intensității radiației gama dispersate ca urmare a procesului de dispersie diferențiată a radiațiilor primare de către complexele de roci străbătute de foraj. După cum s-a arătat în §1.3., carotajul gama-gama asigură determinarea densității formațiunilor geologice și implicit, a porozității lor.

Relația (4.7), în cazul aluviunilor ce prezintă fluide în pori, poate fi scrisă sub forma:

$$P = \frac{\delta_m - \delta}{\delta_m - \delta_f}, \qquad (4.15)$$

care evidențiază corelația între porozitate și densitatea măsurată $\delta$ prin carotaj gama-gama. Densitatea fluidului din spațiul poros se estimează la valoarea $\delta_f = 1{,}0$ g/cm³ pentru apă dulce și la $\delta_f = 1{,}1$ g/cm³ pentru apă sărată, în cazul în care concentrația nu depășește 100 g/l.

Precizia de determinare a porozității rocilor după diagrafiile gama-gama depinde de valorile luate în considerare pentru densitatea matricei minerale $\delta_m$. Valorile densității matricei minerale pentru principalele roci colectoare sînt prezentate în tabelul 4.2. Cu aceste valori au fost întocmite abace de determinare a porozității pentru situațiile cînd fluidul din spațiul poros este apă dulce sau apă sărată (fig. 4.20).

*Tabelul 4.2*

| Tipul rocii | Densitatea matricei minerale, g/cm³ |
|---|---|
| Nisipuri, gresii | 2,65 |
| Nisipuri calcaroase, calcare nisipoase | 2,68 |
| Calcare | 2,71 |
| Dolomite | 2,87 |

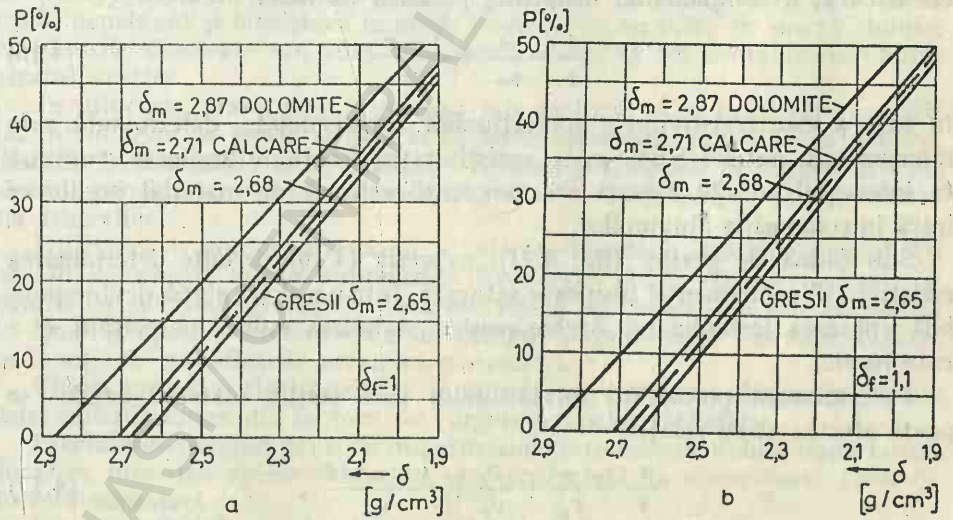



Fig. 4.20. Abace pentru determinarea porozității după datele carotajului gama-gama de densitate:
*a* — $\delta_{fluid} = 1$ (apă dulce); *b* — $\delta_{fluid} = 1{,}1$ (apă sărată). (după Neguț, 1972).

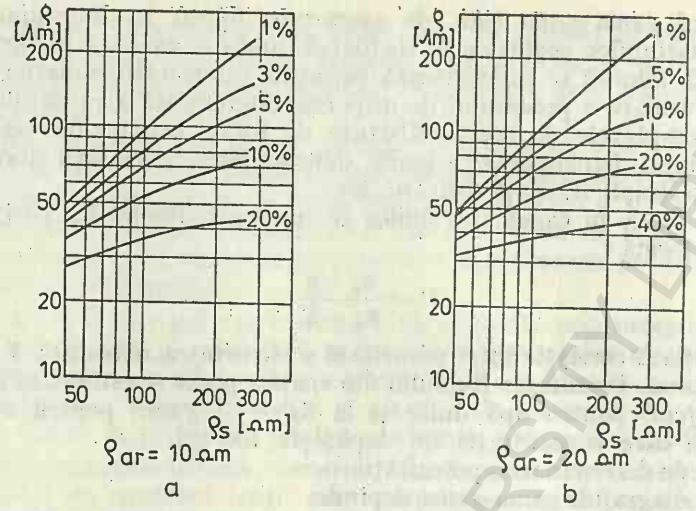



Fig. 4.21. Grafice pentru determinarea rezistivității nisipurilor ($\rho_s$) din aluviuni în funcție de conținutul procentual în argilă, de rezistivitatea acesteia ($\rho_{ar}$), precum și în funcție de rezistivitatea aluviunilor $\rho$ (după Astier, 1971).

*Cazul colectoarelor argiloase.* În cazul formațiunilor care conțin material argilos, relația propusă de Archie își pierde valabilitatea. Pentru a putea folosi totuși această relație este necesar să se determine rezistivitatea electrică $\rho_s$ a componentei nisipoase, pe baza formulei

$$\frac{1}{\rho} = \frac{a}{\rho_{ar}} + \frac{1-a}{\rho_s} \tag{4.16}$$

în care $\rho$ este rezistivitatea formațiunilor neconsolidate, determinată prin interpretarea datelor SEV, $\rho_{ar}$ — rezistivitatea fracțiunii argiloase, cuprinsă în intervalul 10—20 Ωm și $a$ — procentul estimat de material argilos ce intră în compoziția aluviunilor.

Sub formă de grafice (fig. 4.21), expresia (4.16) permite determinarea rezistivității componentei nisipoase saturate. Într-o a doua etapă devine posibilă aplicarea formulei lui Archie pentru stabilirea valorii porozității $P$ a colectorului.

Determinarea porozității formațiunilor care conțin material argilos se poate efectua și cu relația

$$\frac{1}{V} = \frac{a}{V_{ar}} + \frac{P}{V_f} + \frac{1-a-P}{V_m}, \tag{4.17}$$

unde $V_{ar}$ este viteza de propagare în materialul argilos (circa 2 000 m/s) și $a$ procentul de material argilos.

Aprecierea caracteristicilor hidrogeologice ale unui strat acvifer presupune evaluarea porozității efective $P_e$ (volumul porilor ocupat de apa mobilă) cu relația

$$P_e = P - B \tag{4.18}$$

în care $B$ este capacitatea de reținere specifică, dată de volumul porilor ocupat de apa interstițială legată. Această mărime depinde preponderent de dimensiunile granulelor matricei minerale și poate fi estimată dacă se cunoaște natura geologică a colectorului.

**Viteza și direcția de curgere.** Viteza reală și direcția de curgere a apelor subterane pot fi determinate cu ajutorul trasorilor sau a tehnicilor geofizice, îndeosebi a celor geoelectrice.

După cum este cunoscut, viteza reală de curgere rezultă din formula

$$v_r = \frac{KI}{P_e} \tag{4.19}$$

în care $K$ este coeficientul de permeabilitate a lui Darcy, m/s, $I$ — gradientul hidraulic, $P_e$ — porozitatea efectivă. Ea are valori în general reduse (de la cîțiva m/an la acviferele sub presiune și pînă la maxim 1—2 km/an la acviferele libere), de același ordin de mărime pentru strate acvifere comparabile (Castany 1972).

Un rol important în determinarea factorilor de curgere a apelor subterane revine trasorilor de diverse tipuri, utilizați în prezent pe scară largă în hidrogeologie. În funcție de caracteristicile locale și de posibilitățile existente se alege tipul convenabil de trasor, care poate fi chimic (NaCl, bicromat de Na, etc.), colorant (fluoresceină, rodamină B etc.) sau radioactiv (izotopi naturali, radioizotopi, săruri activate). El trebuie să fie ușor detectabil, nepoluant și inexistent în apele studiate, să nu intre în reacții chimice cu sărurile dizolvate sau roca înconjurătoare și să nu contamineze chimic stratul acvifer.

În principiu, trasorul se injectează într-un foraj și se urmărește apariția lui într-o serie de foraje situate la distanțe apropiate, prin diverse sisteme, descrise în manualele de specialitate. Estimarea timpului de curgere trebuie să ia în considerare efectele secundare produse de dispersia, difuzia și adsorbția trasorilor.

Utilizarea trasorilor, îndeosebi a celor radioactivi, deschide posibilități noi în cercetarea apelor subterane, dar aceste studii trebuie realizate în paralel cu cele hidrogeologice, deoarece viteza de curgere nu este constantă în timp și spațiu, iar secțiunea de curgere și gradientul hidraulic variază în funcție de modificările nivelului piezometric.

Cîteva procedee electrometrice în curent continuu sau alternativ permit determinarea unora din factorii de curgere a apelor subterane.

Precizarea configurației rocii impermeabile este de o deosebită importanță, deoarece mișcarea apelor subterane este controlată în numeroase cazuri de această suprafață.

Un exemplu interesant este prezentat de Ogilvy (1967) pentru un sector din regiunea Transcaucazului, unde curgeri de lavă cu $\rho = 500—1\,500$ Ωm acoperă, pe suprafețe întinse, argile terțiare cu $\rho = 10$ Ωm. Apele de infil-

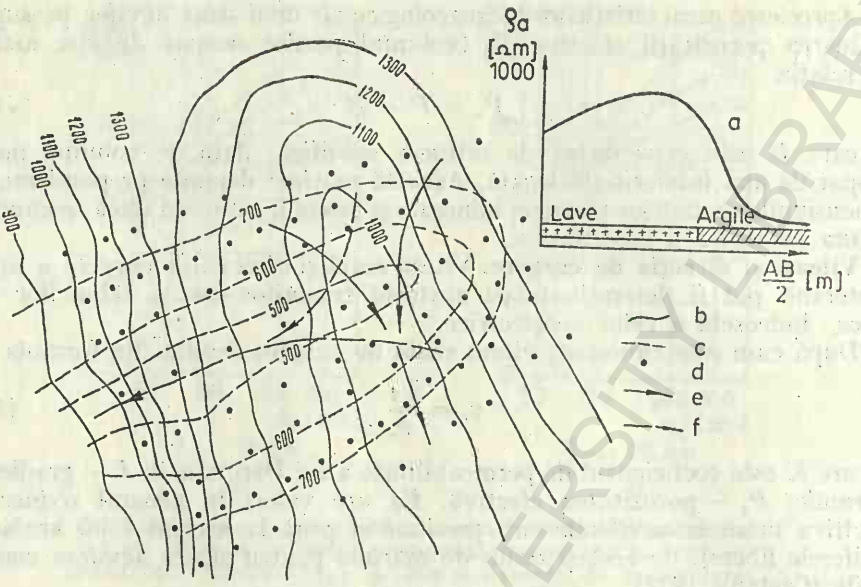



Fig. 4.22. Relieful și grosimea lavelor într-un sector din zona transcaucaziană (URSS) după Ogilvy (1967):

*a* — curbă SEV tipică; *b* — contururile reliefului; *c* — izopahitele lavelor; *d* — stații SEV; *e* — direcția de curgere a apelor subterane dedusă din considerații hidrogeologice; *f* — direcția reală de curgere a apelor subterane după datele SEV.

trație pătrund în adîncime prin zonele de minimă rezistență ale lavelor și se acumulează deasupra stratului impermeabil. Sondajele electrice verticale, cu linia de emisiune de peste 10 km, au permis stabilirea formei suprafeței rocilor argiloase. Grosimea lavelor, confirmată și de foraj, variază de la cîteva sute de metri pînă la peste 1 000 m. Figura 4.22 dă informații asupra morfologiei stratului impermeabil într-un sector unde descoperirea unor surse de apă era stringentă. Comparația contururilor de suprafață și izopahitelor lavelor prezintă diferențe apreciabile, fapt care a permis determinarea direcției majore de curgere a apelor subterane, net diferită de cea presupusă de cercetările hidrogeologice.

Profilarea electrică și metoda SEV conduc la rezultate neconcludente în situațiile cînd între stratul impermeabil și cel acvifer nu se realizează contraste de rezistivitate.

Metoda corpului încărcat, experimentată inițial de Stanudin (1965), se folosește în prezent pe scară largă la determinarea vitezei și direcției de curgere.

Într-un foraj care a interceptat un curs subteran se introduce o cantitate apreciabilă de NaCl (peste 25 kg), cu scopul de a se crea un mediu cu conductivitate electrică ridicată. Linia de emisiune este constituită dintr-un electrod $A$, lansat la nivelul mediu al acviferului în foraj și un electrod $B$ la suprafață, situat la o distanță convenabilă (150—250 m). Electrolitul va fi antrenat în direcția de curgere a apei, producînd o modificare în timp a cîm-

pului electric. Dispozitivul de măsurare cuprinde un electrod fix $M$ în vecinătatea forajului și un electrod mobil $N$ dispus succesiv pe mai multe direcții radiale. Măsurătorile se execută la diverse intervale de timp (1—2 ore) și se continuă de la 8—10 ore pînă la 1—2 zile, iar rezultatele se prezintă sub formă de hărți cu echipotențiale. Direcția majoră de curgere rezultă din medierea deplasărilor parțiale ale tuturor echipotențialelor. Viteza de curgere se deduce din relația

$$v = \frac{\Delta l}{t_2 - t_1}$$

reprezentînd deplasarea electrolitului într-o perioadă de timp dată. Un exemplu semnificativ, prezentat de Krulc (1967), se referă la aplicarea metodei corpului încărcat într-un sector al insulei Krk (R. S. F. Iugoslavia), considerat favorabil realizării unor captări de apă. Măsurătorile au fost executate inițial în condiții naturale și ulterior, la diverse intervale de timp după introducerea electrolitului. Rezultatele obținute sînt ilustrate de figura 4.23. Se remarcă o deplasare în timp a liniilor echipotențiale spre SV, direcție care corespunde cu un accident tectonic, de tipul unei falii cu încălecare, semnalate și de datele geologice de suprafață.

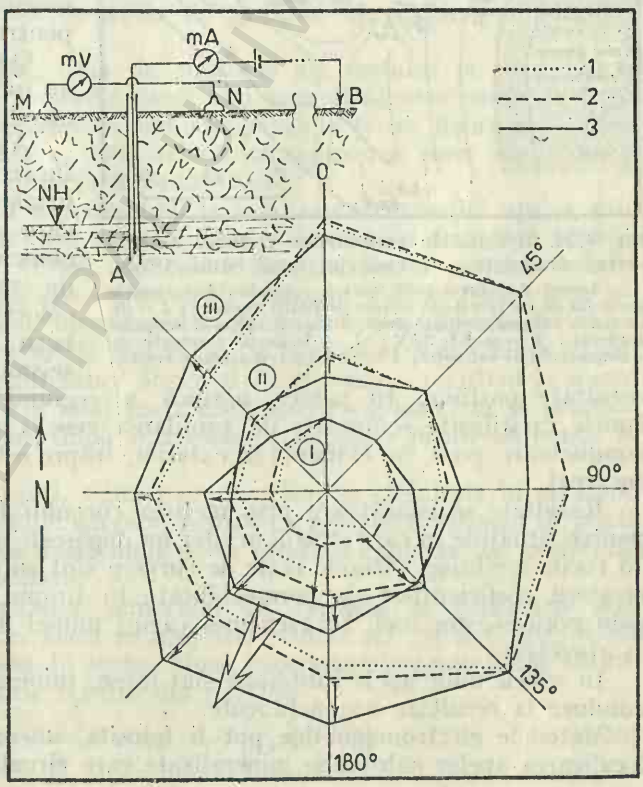



Fig. 4.23. Cercetări prin metoda corpului încărcat într-un sector al insulei Krk — Iugoslavia (după Krulc, 1967):

*1* — echipotențiale fără electrolit; *2* și *3* — echipotențiale cu electrolit (NaCl) pentru două măsurători efectuate la un interval de timp dat.

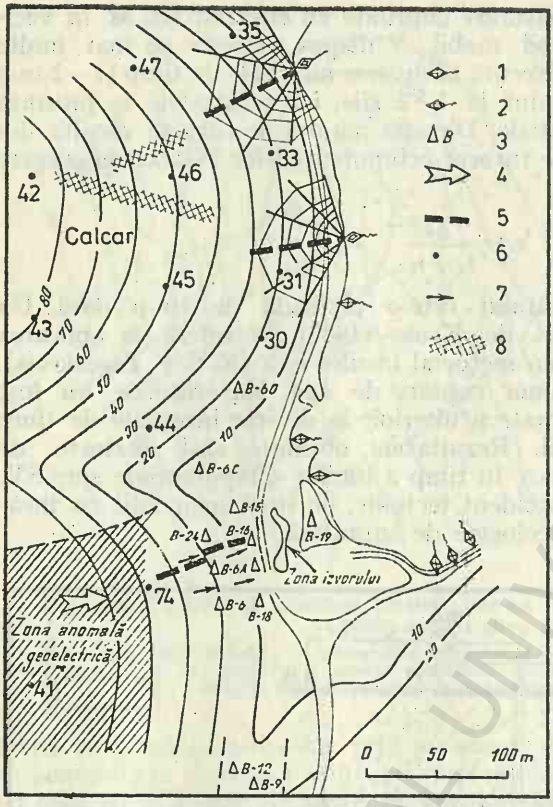



Fig. 4.24. Rezultatele cercetărilor geofizice într-un sector din Istria — Iugoslavia (după Krulc, 1972): *1* — izvor; *2* — izvor principal; *3* — sondă; *4* — direcția generală de curgere după datele profilării electrice; *5* — direcția de curgere obținută prin utilizarea metodei corpului încărcat; *6* — puncte SEV; *7* — indicații furnizate de seismometria de refracție; *8* — zone cu rezistivitate redusă.

În unele situații geologice, executarea unor cercetări geofizice complexe este absolut necesară pentru rezolvarea satisfăcătoare a problemei. Asemenea cercetări au fost executate în Istria (R. S. F. Iugoslavia) de Krulc (1972) pentru stabilirea zonei de alimentare a izbucului Blaz (fig. 4.24). Prin profilare geoelectrică a fost pusă în evidență o anomalie de minim a rezistivității aparente, care a sugerat existența unei zone intens carstificate. Utilizarea metodei SEV a adus informații suplimentare, indicînd prezența în adîncime a unui pachet de calcare marnoase impermeabile, a cărui morfologie este determinantă pentru locul de apariție a apei.

O serie de profile de refracție au indicat direcțiile preferențiale de carstificare a calcarelor.

Aplicarea metodei corpului încărcat în forajul B 16 a permis urmărirea zonei conductoare, care ulterior s-a dovedit a coincide cu traseele principale de curgere a apei stabilite prin colorări. Forajele executate pe baza datelor geoelectrice și seismometrice au condus la rezultate pozitive. În partea nordică a regiunii prospectate (fig. 4.24) zonele carstificate semnalate de profilarea geoelectrică se corelează cu zone conductoare puse în evidență la exterior, înspre est, prin metoda corpului încărcat.

Rezultate satisfăcătoare prin metoda corpului încărcat se obțin numai pentru situațiile în care stratul acvifer nu depășește adîncimea de 80—100 m. În rocile argiloase, vitezele reale de curgere sînt subestimate din cauza descreșterii coeficienților de permeabilitate în timpul deplasării electrolitului prin porii acestor roci. În asemenea cazuri numai direcția de curgere poate fi apreciată.

În zonele unde apele subterane sînt intens mineralizate, procedeul descris conduce la rezultate neconcludente.

Metodele electromagnetice pot fi folosite, uneori, cu rezultate bune la localizarea apelor subterane mineralizate care circulă prin formațiuni calca-

roase carstificate, în cazul cînd adîncimea lor de situare este redusă (pînă la 50 m) și relieful topografic nu prezintă complicații accentuate. Eficiența acestor metode a fost dovedită la depistarea canalelor ce alimentează emergențele submarine. Un exemplu ilustrativ este constituit de aplicarea metodelor electromagnetice în zona litoralului mediteranean francez, unde se întîlnesc resurgențe submarine ale unor ape continentale (Cornet et al. 1963). În sectorul Port Miou este cunoscută o galerie, explorată de scafandri pe o distanță de circa 300 m. Ea se prezintă sub forma unui canal rectiliniu cvasiorizontal, cu o rază de 5 m, situat la cota —20 m, în care apa sărată a pătruns pe o distanță apreciabilă. Relieful calcarelor se prezintă sub forma unei pante line pînă în zona litorală ; în această zonă se constată o morfologie mai complicată, totuși fără variații mari de nivel (+40 la +60 m). Condițiile descrise arată prezența unui conductor linear, accesibil la o extremitate (puțul $N$), plasat în calcare cu rezistivitate ridicată (4 000 Ωm). Metodele geoelectrice în curent continuu nu au condus la rezultate pozitive, datorită dimensiunilor reduse ale galeriei și grosimii calcarelor acoperitoare.

Aplicarea metodei electromagnetice s-a realizat, într-o primă variantă, prin imersarea unui electrod de emisiune în puțul $N$, iar al doilea la suprafață în punctul $P$, la circa 1 km de resurgență, pe prelungirea traseului cunoscut al galeriei. Datele obținute arată prezența unei anomalii alungite, cu amplitudinea de 10—15%, urmărită pe o distanță de circa 700 m, care este în ansamblu independentă de variațiile de grosime ale calcarelor rezistive (fig. 4.25, *a*).

Într-o a doua variantă, linia de emisiune s-a instalat la circa 150 m vest de galerie, pentru a se studia cazul mai general al unei conducte inaccesibile (fig. 4.25, *b*). Rezultatele sînt comparabile pe o distanță de circa 600 m, după care varianta a doua relevă suprapunerea unor efecte superficiale, produse probabil de o falie conductoare.

Seismometria se aplică experimental la localizarea cursurilor apelor subterane, printr-o serie de tehnici speciale. Dintre acestea se detașează tehnica propusă de Arandjelovič (1969), aplicabilă la galeriile cu secțiune relativ uniformă, prin care circulă ape cu un debit constant ridicat (peste 5 $m^3/s$). Sursa de generare a undelor elastice este introdusă într-o capsulă sferică cu diametru redus. Greutatea totală trebuie să fie mică pentru a facilita deplasarea ei de către apele subterane. Sistemul de detonare, rezistent la șocuri mecanice, este reglat în așa mod încît declanșarea exploziei să se producă la un interval de timp dat, după introducerea capsulei printr-un ponor în cursul subteran.

Prin alte procedee (trasori, tehnici geoelectrice) se stabilește în prealabil viteza și direcția probabilă de curgere, pentru ca receptorii seismici să poată fi amplasați în vecinătatea zonei unde se va produce explozia, de preferință pe două profile perpendiculare.

Determinarea coordonatelor punctului de explozie se realizează prin metode grafice și analitice. Dacă se aleg trei puncte $A$, $B$ și $C$ (fig. 4.26) la care undele elastice sosesc în același timp, coordonatele proiecției la suprafață a punctului de explozie rezultă din relațiile

$$p = \frac{x_1 + x_2}{2} \qquad q = \frac{1}{2}\left(y_3 + \frac{x_1 x_2}{y_3}\right) \tag{4.20}$$

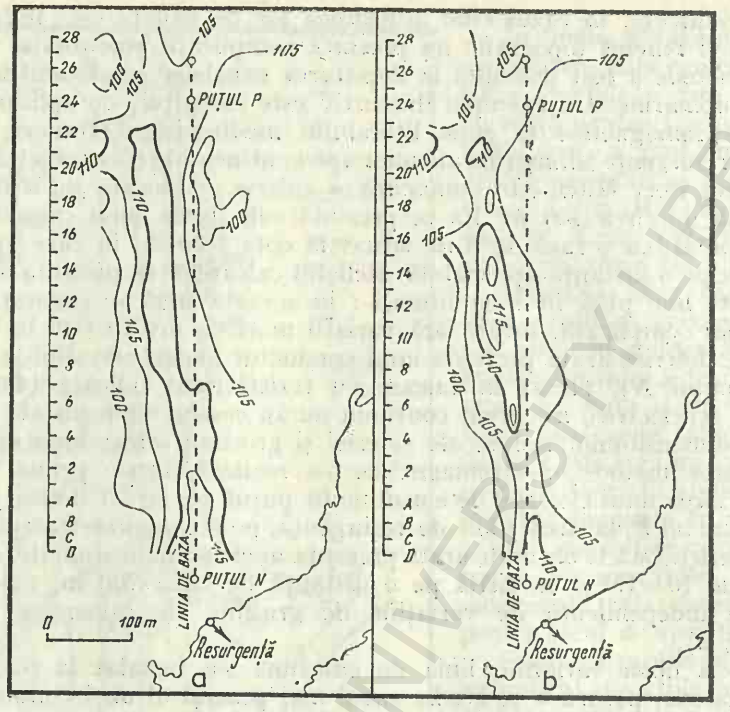



Fig. 4.25. Rezultatele cercetărilor electromagnetice din zona Port Miou — Franța, în două variante, cu electrodul de emisiune $N$ imersat ($a$) și la suprafață ($b$).

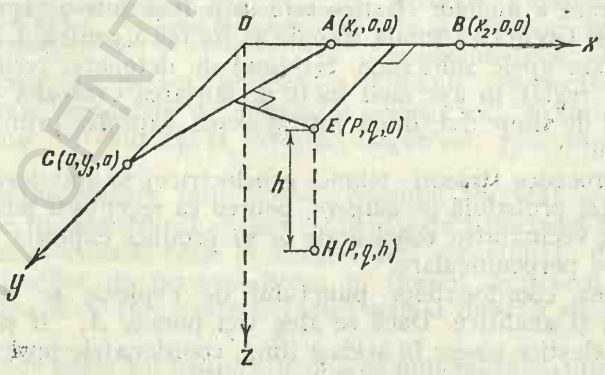



Fig. 4.26. Determinarea coordonatelor punctului de explozie $H(p, q, h)$, prin procedeul propus de Arandjelovič (1969).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru stabilirea ordonatei $h$ se aleg valori arbitrare $t_x$ și $t_y$ ale timpilor de sosire la diverși receptori de pe axele $O_x$ și $O_y$, folosindu-se totodată și $T_0$ — timpul de sosire la geofonul plasat la intersecția profilelor. Într-o primă etapă se deduce viteza de propagare din relațiile:

$$V = \frac{1}{t_x - T_0}\left[\sqrt{(x-p)^2 + q^2 + h^2} - \sqrt{p^2 + q^2 + h^2}\right] \quad (4.21)$$

$$V = \frac{1}{t_y - T_0}\left[\sqrt{x^2 + (y-q)^2 + h^2} - \sqrt{p^2 + q^2 + h^2}\right] \quad (4.22)$$

în care $t_x \neq t_y$.

Reprezentarea acestor relații într-un sistem de axe ($V$, $h$) permite să se determine viteza de propagare a undelor elastice și adîncimea punctului de explozie, la intersecția celor două curbe. Pentru o evaluare corectă a acestor mărimi se folosesc mai multe valori $t_x$ și $t_y$, iar pentru control se compară valorile obținute, ale vitezei de propagare cu cele stabilite prin procedeele clasice.

Producerea succesivă a exploziilor, la timpi din ce în ce mai mari, asigură stabilirea adîncimii și a traseului urmat de apele subterane.

Tehnica descrisă a fost preluată și de alți autori, care au sugerat diverse îmbunătățiri privind îndeosebi dispunerea geofonilor și sistemul de producere a exploziei.

## 4.3. PROSPECTAREA ZĂCĂMINTELOR DE APE MINERALE ȘI TERMALE

Prospectarea zăcămintelor hidrominerale prin metode geofizice constituie în prezent o preocupare majoră, deoarece aceste ape sînt folosite intensiv în scopuri terapeutice, direct sau prin îmbuteliere, și pentru extragerea unor elemente existente în concentrații mari (bor, crom, iod etc.). În unele sectoare, apele subterane, caracterizate prin mineralizații variabile, au temperaturi ridicate sau proprietăți radioactive remarcabile, fapt care permite o valorificare diversificată a acestora. Este suficient să menționăm posibilitățile, insuficient explorate, de a utiliza fluidele de joasă entalpie în scopuri energetice, în condițiile actuale de reducere progresivă a rezervelor de combustibili clasici.

În cele ce urmează vor fi prezentate cîteva exemple caracteristice pentru a ilustra competența metodelor geofizice la determinarea unor structuri locale capabile să conțină acumulari de ape minerale și termale și, în cazuri favorabile, la detectarea directă a bazinelor acvifere. În principiu, oricare din metodele geofizice poate fi folosită la rezolvarea acestor probleme, aplicabilitatea lor fiind condiționată însă de proprietățile petrofizice ale rocilor și de structura geologică a regiunii studiate.

Principalele forme structurale detectabile sînt accidentele rupturale, sinclinalele, dyk-urile de roci eruptive etc., la care se adaugă și formațiunile

carbonatice carstificate. Localizarea acestor forme structurale constituie contribuția prospecțiunilor geofizice, în aplicațiile lor ca metode indirecte de investigare.

În condiții fizico-geologice favorabile, cercetările geoelectrice prin metode în curent continuu (profilare geoelectrică, SEV în diverse variante etc.) sau prin metode electromagnetice permit conturarea directă a structurilor acvifere, deoarece prezența apelor mineralizate în subsol este legată de modificarea proprietăților electrice ale rocilor în care acestea sînt cantonate.

Localizarea directă a apelor termale în formațiuni geologice situate la adîncimi relativ reduse poate fi rezolvată prin cercetări geotermice. Problema se complică în cazul rezervoarelor geotermale adînci fără manifestări evidente la suprafață, a căror localizare solicită complexarea mai multor metode geofizice.

Din larga varietate tipologică a apelor minerale, pentru exemplificare au fost selectate apele minerale sărate și carbogazoase, frecvente în subsolul țării noastre, și apele termale. S-a preferat această sistematizare, deși ea nu este cea mai convenabilă în prospectarea geofizică a apelor minerale și termale, deoarece asupra clasificării structurilor hidrogeologice există încă păreri contradictorii.

*Ape minerale sărate.* Pe teritoriul României, cele mai tipice ape minerale din această categorie sînt apele clorurate, cu concentrații variabile. Ele provin din spălarea masivelor de sare sau a argilelor cu sare de către apele de infiltrație, care apar apoi la suprafață sub formă de izvoare sărate. Uneori, cantitatea de săruri dizolvate este apreciabilă, putînd depăși 200 g/l (Pricăjan, 1972).

Datorită debitelor reduse, cercetarea geofizică a apelor sărate normale se face indirect, prin localizarea elementelor structurale de care pot fi legate aceste ape.

Cercetarea gravimetrică a adus contribuții importante la localizarea formelor structurale cu sare, care se reflectă în anomalia gravității prin minime cu intensități și morfologii variate (Botezatu et al., 1970). Astfel, în zona Figa, din partea nordică a Depresiunii Transilvaniei, cercetarea gravimetrică a pus în evidență o anomalie reziduală de minim, alungită pe direcția N-S, care reflectă un anticlinal cu sîmbure de sare (fig. 4.27). Zona de apex a anomaliei coincide cu un sector în care sarea, străpungînd cuvertura marnoasă buglovian-sarmațiană, ajunge pînă în imediata apropiere a suprafeței (Visarion, 1959). Ea circumscrie o arie în care se plasează izvoarele sărate de la Băile Figa, folosite în scopuri terapeutice.

Un alt exemplu semnificativ (fig. 4.28) este anomalia gravității din sectorul Sărățel, în partea de NE a Depresiunii Transilvaniei (Visarion, 1959). Ea este determinată de un diapir de sare, cu o dezvoltare pe verticală de peste 1 500 m, care străpunge întreaga cuvertură. O serie de izvoare și fîntîni sărate, în care apa atinge concentrații de pînă la 297 g/l, se situează în zona de apex a anomaliei gravității.

Unele izvoare sărate care debitează din Miocenul inferior se caracterizează printr-un conținut mai bogat în potasiu și magneziu. Asemenea situații au fost întîlnite în zona miocenă din Moldova centrală, unde apele de infiltrație

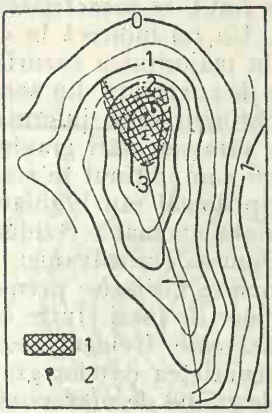



Fig. 1.27. Anomalia reziduală a gravității din zona Figa (după Visarion, 1959): *1* — sare; *2* — izvor sărat.

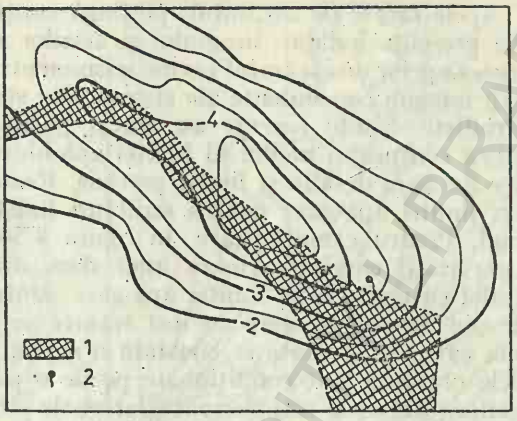



Fig. 4.28. Anomalia reziduală a gravității din sectorul Sărățel (după Visarion, 1959): *1* — formațiunea saliferă; *2* — izvor sărat.

spală lentile de săruri de K și Mg. Pentru exemplificare, în figura 4.29 se prezintă anomalia reziduală a gravității (*a*) și anomalia magnetică $\Delta Z$ (*b*) din sectorul Bălțățești-Crăcăoani (Airinei, Visarion, 1966). În acest sector se dezvoltă un fals anticlinal miocen, cu nucleul alcătuit din conglomerate și flancurile din formațiunea saliferă inferioară. Contrastul de densitate, respectiv de masă, dintre aceste formațiuni explică minimele cartate pe flancurile structurii. Minimul estic este mai pregnant, deoarece formațiunea saliferă inferioară cuprinde acumulări de sare și săruri de K și Mg. În figura 4.29, *c* se prezintă zona anomală corespunzătoare potasiului în apele mineralizate, în valori procentuale de peste 0,5% (Bandrabur et al., 1964). Între datele geofizice și cele hidrochimice se remarcă o coincidență remarcabilă, întîlnită de altfel pe zone largi în Moldova centrală.

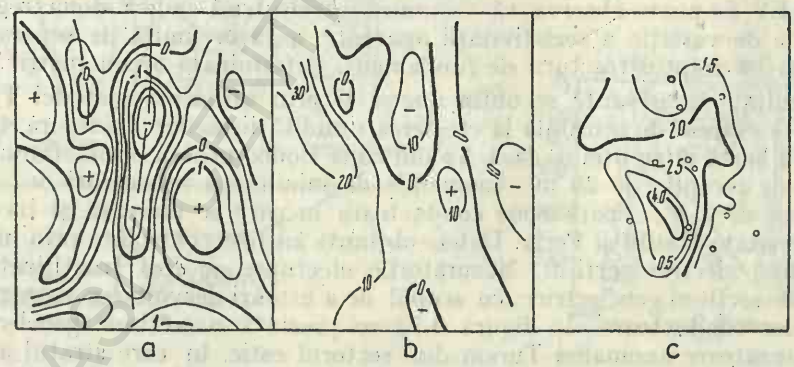



Fig. 4.29. Anomalia reziduală a gravității (*a*) și anomalia magnetică $\Delta Z(b)$ reproduse după Airinei și Visarion (1966), în paralel cu zona anomală corespunzătoare *K* în apele mineralizate (*c*) reprodusă după Bandrabur et al. (1964), din sectorul Bălțățești — Crăcăoani.

Apele sărate de zăcămînt, pe lîngă conținutul de NaCl, se caracterizează prin prezența iodului, bromului și acizilor naftenici. Un rol indirect în cercetarea apelor de zăcămînt revine seismometriei care, în majoritatea cazurilor, oferă imagini concludente ale elementelor structurale de cuvertură din zonele petrolifere. Studii recente au arătat posibilitatea obținerii unor informații asupra conturului mediu al limitei apă-hidrocarburi, prin cercetări gravimetrice de mare detaliu și înaltă precizie. Rezultate bune s-au obținut în stabilirea limitei apă-gaze pentru structuri liniștite de tip domal sau brahianticlinal. Pentru exemplificare, în figura 4.30 se prezintă anomalia reziduală a gravității corespunzătoare unui dom din Depresiunea Transilvaniei, în paralel cu contururile limitei apă-gaze pentru 3 complexe nisipoase permeabile din Sarmațian, care au fost trasate pe baza datelor de foraj. Între cele două categorii de date se constată o corelație satisfăcătoare. Evident, rezultalele obținute sînt condiționate pe de o parte de acuratețea datelor gravimetrice primare și transformate, iar pe de altă parte de gradul de suprapunere a limitelor apă/gaze la diferite orizonturi.

*Ape minerale carbogazoase.* Metodele geofizice pot fi folosite fie pentru detectarea accidentelor rupturale, fie pentru localizarea directă a acestor ape.

Pentru exemplificare se prezintă două cazuri în care cercetările geofizice au contribuit indirect sau direct la localizarea unor zone de interes pentru ape minerale carbogazoase.

În Depresiunea Gheorghieni, caracterizată prin ampla dezvoltare în suprafață a depozitelor cuaternare, cercetările geofizice, au avut drept obiectiv precizarea fracturii de fundament ce ar putea explica ivirile de ape minerale și manifestările mofetice din talvegul rîului Mureș.

Cercetarea seismometrică, prin metoda refracției undelor elastice, a permis separarea limitei fundament-sedimentar, care prezintă o morfologie variată, cu o afundare maximă de circa 1 000 m. În zona centrală a depresiunii a fost pusă în evidență o fractură de fundament, cu orientarea generală NNV-SSE. O secțiune seismică de-a lungul unui profil E-V este prezentată în figura 4.31 — în paralel cu secțiunea geoelectrică construită pe baza datelor SEV. Se poate observa că secțiunea geoelectrică indică două regimuri distincte de variație a rezistivității aparente, a căror limită de separație se plasează în dreptul fracturii de fundament, determinată seismometric.

Rezultate interesante se obțin uneori și prin utilizarea metodei Turam, care este extrem de sensibilă la creșterea umidității rocilor. În figura 4.32 se prezintă harta diferenței de fază $\Delta\varphi$ din zona Bodoc pentru echidistanța între spirele de recepție de 20 m. Anomaliile de minim, cu intensități de $-8°$ și respectiv de $-6°$, separă zone conductoare în care se plasează și izvoarele bicarbonatate Matild și Perla. Datele obținute au fost controlate prin metoda sondajului electric vertical. Măsurătorile efectuate au fost fructificate sub formă de secțiuni geoelectrice, cu scopul de a urmări dezvoltarea pe verticală a zonelor conductoare. În figura 4.33 se prezintă o secțiune geoelectrică, corespunzătoare anomaliei Turam din sectorul estic, în care stratul acvifer apare sub forma unui minim al rezistivității aparente. Apele bicarbonatate din zona Bodoc sînt legate de depozite relativ permeabile, dezvoltate în facies grezos-conglomeratic, care aparțin Cretacicului mediu.

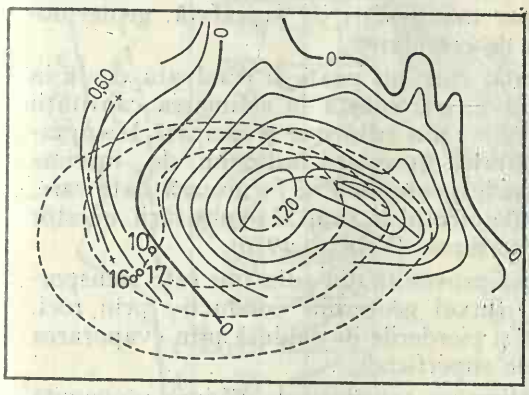



Fig. 4.30. Anomalia reziduală a gravității corespunzătoare unui dom din Depresiunea Transilvaniei, în paralel cu contururile limitei apă-gaze pentru trei complexe permeabile din Sarmațian (după Tănăsescu, 1971).

Fig. 4.32. Anomalia diferenței de fază $\Delta\varphi_m$ din zona Boboc (după Scurtu, 1965).

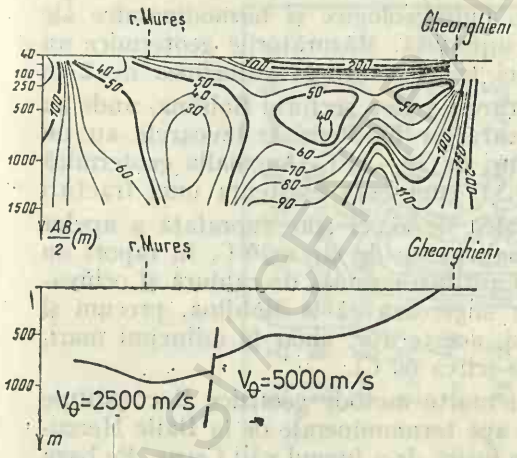



Fig. 4.31. Secțiune geoelectrică (după Mihail, 1970) și seismică de refracție (după Apostol et al., 1972), de-a lungul unui profil E-V în depresiunea Gheorghieni.

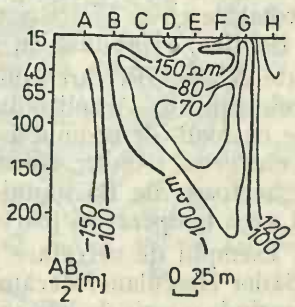



Fig. 4.33. Secțiune geoelectrică în zona Bcdoc (după Scurtu, 1965).

*Ape termale.* Studii hidrogeologice au arătat că majoritatea apelor termale sînt situate în zone unde gradientul geotermic este de circa 2,5 ori mai mare în raport cu cel mediu.

Metodele geofizice clasice pot fi folosite pentru investigarea rezervoarelor geotermale, dar în situațiile cînd apar manifestări de suprafață, geotermometria se impune ca metodă directă de cercetare.

O problemă deosebit de importantă, care nu poate fi rezolvată decît în zone cu un grad de cunoaștere mai avansat, constă în estimarea cantității de căldură transportată în diverse moduri din adîncime și disipată la suprafață. Bilanțul geotermic oferă posibilitatea aprecierii ordinului de mărime al energiei teoretic implicate în zonele geotermale și furnizează date care, completate cu măsurători, pot evidenția efectul în timp al exploatării acestor zone asupra activității hidrotermale naturale (Veliciu, 1976).

Căile prin care cantitatea de căldură provenită din adîncime este transportată spre suprafață sînt, în special, fluxul geotermic conductiv prin roci, fluxul convectiv prin transportul apei și pierderile de căldură prin evaporarea și drenarea apei termale în depozitele superficiale.

Măsurătorile geotermice permit estimarea cantității de căldură propagată conductiv din adîncime, pe unitatea de timp și suprafață, pe baza amplitudinii anomaliilor conturate în regiunea respectivă (Kappelmayer și Haenel, 1974). Cantitatea de căldură transportată convectiv rezultă din considerații asupra debitului și temperaturii măsurate pentru totalitatea surselor de apă termală din suprafața cercetată. Pierderile de căldură se apreciază în funcție de numărul surselor.

O încercare de estimare a bilanțului geotermic a fost făcută de Veliciu (1976), pe baza studiilor geotermice întreprinse în zonele Geoagiu-Băi, Bobîlna, Rapoltel și Călan. Metodica de investigare a fost stabilită în concordanță cu particularitățile geologice, hidrogeologice și termodinamice ale zonelor geotermale cu manifestări de suprafață. Măsurătorile geotermice au constat din determinări ale distribuției temperaturii la adîncimea de 2 m sub suprafața solului. Pentru exemplificare s-a ales sectorul Bobîlna, unde au fost semnalate cîteva emergențe cu caracter hipotermal. Izvoarele au un debit total de circa 37 l/s și temperaturi de 20—24°C. Anomalia geotermică de la Bobîlna, reprodusă în figura 4.34, sugerează existența unei fracturi orientate NNV-SSE, care constituie calea de acces spre suprafață a apelor termomineralizate. Amplitudinea anomaliei este de circa 10°C, în raport cu valorile de fond, de ordinul a 12,8°C. Cantitatea totală de căldură și echivalentul energetic teoretic corespunzător sugerează că la Bobîlna, precum și în alte sectoare ale Bazinului Streiului, aceste ape, chiar la adîncimi mari, nu pot avea temperaturi foarte ridicate (circa 60°C).

Un exemplu de cercetare prin mai multe metode geofizice îl constituie zona Băilor Herculane. Zăcămîntul de ape termominerale de la Băile Herculane cuprinde o serie de izvoare, care se înșiră de-a lungul văii Cerna. Pe baza datelor geologice și hidrochimice s-a emis ipoteza că zonele de țîșnire a izvoarelor termominerale se situează la intersecția faliei longitudinale de pe valea Cernei cu o serie de fracturi transversale (Papiu V. Corvin et al., 1961).

Fig. 4.34. Anomalia geotermică din sectorul Bobilna (după Veliciu, 1976).

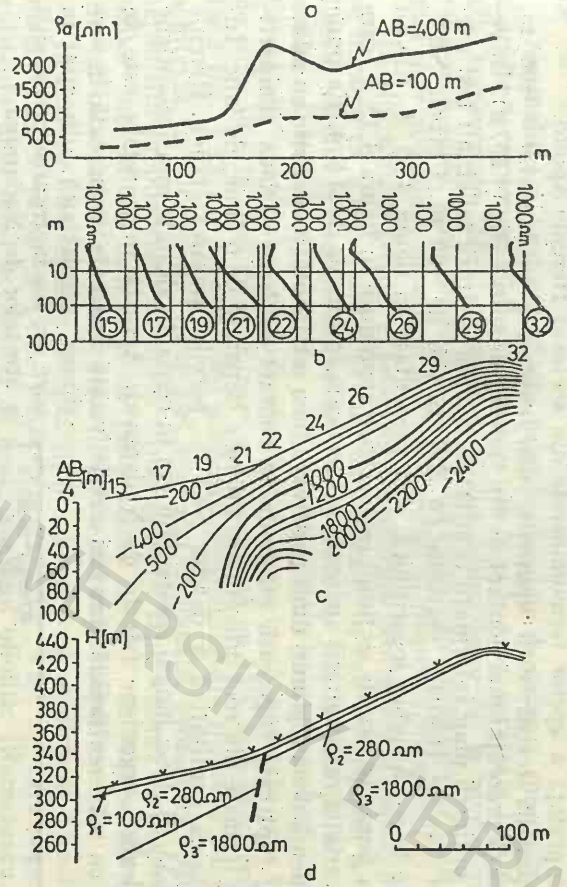



Fig. 4.35. Rezultatele cercetărilor geoelectrice din zona faliei Hercule, Băile Herculane (după Visarion et al., 1974).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Studiul integrat al datelor geoelectrice, geomagnetice și geotermice a permis localizarea sistemului de accidente transversale și a zonelor de ridicare spre suprafață a apelor termominerale din sectorul Hercule-Apollo.

Anomalia rezistivității aparente, mai expresivă pentru $AB = 400$ m, sugerează prezența unui contact de tip treaptă în subsol (fig. 4.35, *a*). În vederea obținerii unor informații cantitative asupra săriturii faliei, au fost executate sondaje electrice verticale cu $AB$ maxim de 400 m. Curbele SEV, trasate la scară dublu logaritmică, sînt prezentate în figura 4.35, *b*. Ele au stat la baza construirii secțiunii geoelectrice reproduse în figura 4.35, *c*, care redă variația rezistivității aparente pe verticală în funcție de $AB/4$. Ea pune în evidență două regimuri diferite de variație a rezistivității aparente cu adîncimea, fapt care sugerează existența în contact de front a două compartimente formate din roci diferențiate litologic, separate de o linie de falie. Interpretarea cantitativă a datelor SEV a permis trasarea faliei Hercule (fig. 4.35, *d*). De-a lungul acestei falii vin în contact calcarele jurasico-apțiene cu calcarele urgoniene (strate de Nadanova). Această interpretare este în acord cu scăderea rapidă spre sud a rezistivității aparente, remarcată în secțiunea geoelectrică, direcție în care are loc îngroșarea progresivă a stratelor de Nadanova.

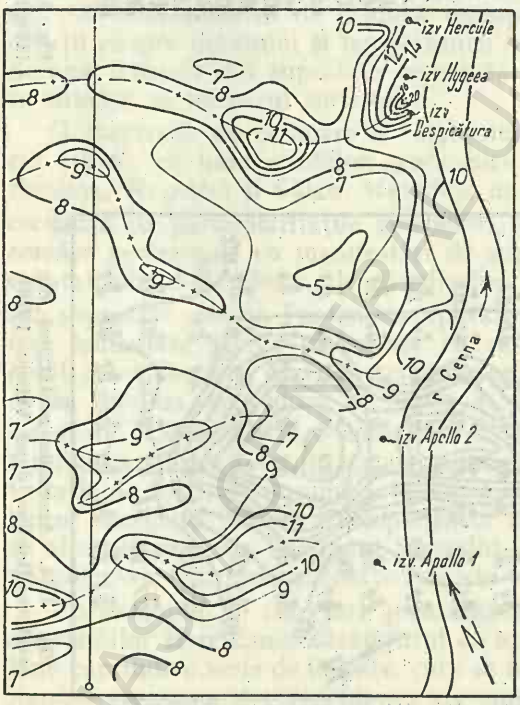



Fig. 4.36. Anomalia geotermică din zona isvoarelor Apollo-Hercule, Băile Herculane (după Visarion et al., 1974).

Cercetările geomagnetice, realizate cu magnetometre protonice de înaltă sensibilitate, au condus la individualizarea de anomalii minore cu intensități mai mici de 15 $\gamma$. Deși mai puțin concludentă, harta cu profile mediate individualizează o serie de schimbări semnificative în variația cîmpului geomagnetic, care reflectă accidente rupturale de tipul faliilor transversale.

Informații directe asupra prezenței apelor termominerale aduc cercetările geotermice. Pe teritoriul studiat apar o serie de anomalii geotermice, alungite pe direcții aproximativ perpendiculare pe rîul Cerna (fig. 4.36). În raport cu temperatura de fond, care în perioada executării măsurătorilor a oscilat în jurul valorii de 6°C, în zonele de apex ale anomaliilor geotermice s-au înre-

gistrat valori de 9—11°C. În mod excepțional, în zona din imediata vecinătate a izvoarelor Despicătura și Hygeea, s-au măsurat valori de temperatură de 10—20°C.

Anomaliile geotermice reflectă principalele zone de ridicare spre suprafață a apelor termominerale din regiunea studiată. Ele apar deplasate față de faliile transversale, detectate geologic și magnetic, deoarece, la nivelul calcarelor mezozoice, apele termominerale se dirijează spre suprafață pe căile cele mai ușor accesibile, urmărind golurile carstice și fisurile acestor roci.

În alte situații geologice, asocierea cercetărilor geotermice și geomagnetice se impune ca o necesitate. Pentru exemplificare, în cele ce urmează se analizează succint rezultatele obținute în zona Vața de Jos, dispusă pe versantul nordic al Munților Drocii, în culoarul Beiuș-Brad (Visarion et al., 1975). Cercetările geotermice au individualizat o importantă anomalie, cu valori de circa 30°C în zona de apex, care se diferențiază cu 15°C față de valorile de fond (fig. 4.37, *a*). Această zonă anormală se prelungește spre vest, unde se schițează un alt maxim, incomplet conturat. Anomalia geotermică este determinată preponderent de apele termominerale, fapt sugerat de dispunerea băilor Vața în aria delimitată de geoizoterma de 30°C, la care se adaugă și efectul conductivității termice mai ridicate a rocilor ofiolitice.

În limitele unui decalaj acceptabil, în aceeași zonă se dispune o anomalie magnetică, cu valori de peste 1 800 $\gamma$ în apex (fig. 4.37, *b*), care sugerează existența unui relief accidentat al fundamentului ofiolitic (Romanescu, Popescu-Brădet, 1957). Acest rezultat arată că circulația apelor termominerale spre suprafață este facilitată de tectonizarea intensă a ofiolitelor și se realizează prin sistemul de fisuri existent.

În ultimii ani s-a remarcat într-o serie de zone geotermale existența unui nivel ridicat al zgomotului seismic (Statele Unite, Noua Zeelandă etc.).Pentru exemplificarea corelației între rezervoarele geotermale din adîncime și

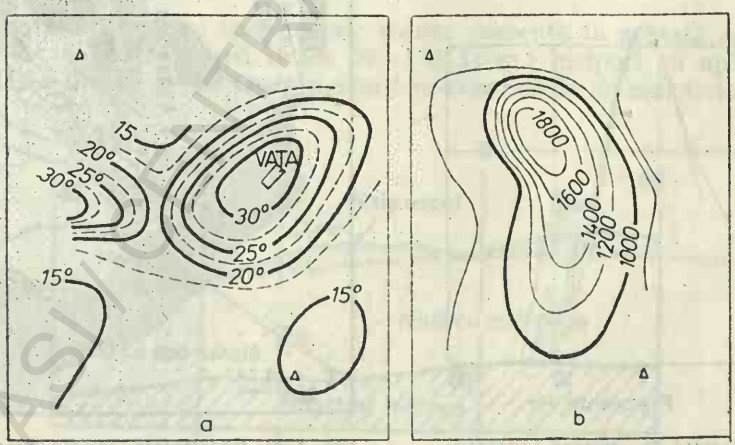



Fig. 4.37. Rezultatele cercetărilor geotermice și magnetice din sectorul Vața (după Visarion et al., 1975).

nivelul seismic anomal de la suprafață, se prezintă succint rezultatele obținute în sectorul Imperial Valley din California (Goforth et al., 1972). Sondele săpate în această zonă au arătat temperaturi de pînă la 300°C. Rezervorul este situat în nisipuri permeabile, care sînt cuprinse în intervalul de adîncime 900—1 500 m.

Înregistrările seismice au fost executate noaptea, pentru a înlătura factorii perturbatori produși ziua de activitatea umană, cu ajutorul a patru sisteme de seismografe identice. Fiecare sistem este constituit dintr-un seismograf de scurtă perioadă, un seismometru ușor, un alimentator de putere și o bandă de înregistrare cu modulație de frecvență. Aceste sisteme permit înregistrarea oscilațiilor cu frecvențe cuprinse între 1 și 20 Hz. Ele au fost calibrate pentru a putea fi determinate valorile absolute ale mișcării solului.

Pe baza înregistrărilor, efectuate într-un interval de 8 ore într-un punct de măsură, au fost alese 10 segmente de 200 s, în așa mod încît să nu conțină aleatoare de înaltă frecvență. Fiecare segment de 200 s a fost digitalizat, cu pasul de 50 valori pe secundă, calculîndu-se în final spectrul de putere.

Un spectru reprezentativ a fost calculat pentru fiecare punct prin mediera a 10 spectre, cu scopul de a se constata diferențele dintre înregistrările situate în zona rezervorului geotermal și cele de la exteriorul ei. În figura 4.38 sînt prezentate patru spectre care au fost calculate pentru înregistrările obținute într-un interval de timp de 36 ore. Cele două spectre trasate cu linii continue corespund înregistrărilor efectuate deasupra rezervorului geotermal,

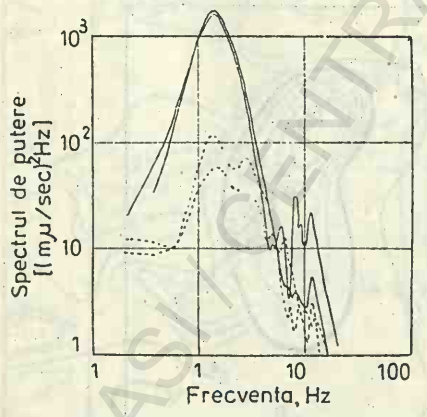



Fig. 4.38. Spectre de putere reprezentative din regiunea Imperial-Valley, California (după Goforth et al., 1972).

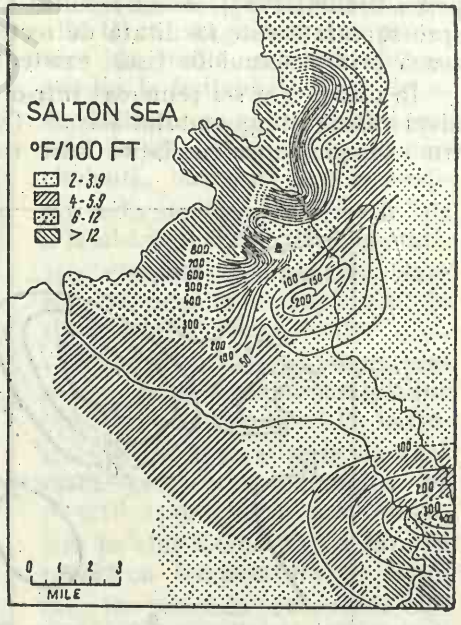



Fig. 4.39. Rezultatele cercetărilor seismice și geotermice din regiunea Imperial Valley, California (după Goforth et al., 1972).

iar celelalte două, figurate punctat, înregistrărilor efectuate la cîțiva km în exterior. Se constată amplitudinea mai mare a spectrului de putere (în banda de frecvență 1—3 Hz) pentru înregistrările din zona anomaliei geotermice.

Comparația directă a rezultatelor seismometrice și geotermice arată o concordanță remarcabilă (fig. 4.39). Zona de zgomot seismic elevat corespunde părții centrale a ariei cu gradient geotermic anomal.

Exemplele prezentate demonstrează eficiența cercetărilor geofizice la localizarea zonelor de perspectivă pentru ape minerale și termale. Cu toate acestea trebuie subliniat faptul că numai prin complexarea judicioasă a metodelor geofizice, condiționată de particularitățile litologice și structurale ale regiunii studiate, se pot obține rezultate pozitive.

*Determinarea zonelor cu salinitate diferită în cadrul pînzelor acvifere.* Precizarea limitei dintre apele dulci și apele sărate prezintă o deosebită importanță în zonele litorale populate. Studiile efectuate au arătat că cercetările geoelectrice prin metoda sondajului electric vertical și prin metode electromagnetice contribuie total sau parțial la rezolvarea acestei probleme, în funcție de condițiile geologice locale. În interpretarea datelor de observație trebuie să se aibă în vedere pe de o parte constituția litologică a zonei cercetate (nisipuri, pietrișuri, roci carbonatice etc.), iar pe de altă parte chimismul apelor subterane. De multe ori, limita dintre apele dulci și cele sărate este variabilă, relevînd fenomene geologice actuale din vecinătatea litoralului.

Un exemplu clasic de delimitare a apelor dulci de cele sărate, cantonate în nisipuri omogene este prezentat de Breusse și Pollini (1950) și se referă la cercetările geoelectrice executate în peninsula Capului Verde (Dakar). În lungul litoralului acestei peninsule se află o zonă de dune, alungită pe direcția SV-NE. Complexul nisipos cuprinde un orizont acvifer ce alimentează cu apă orașul Dakar. În vecinătatea mării are loc o invazie a apelor sărate, care se echilibrează cu apele dulci după o limită presupusă a fi înclinată spre interior. Substratul regiunii este constituit dintr-un complex marnos impermeabil (fig. 4.40).

Rezistivitățile electrice specifice ale rocilor prezente în această zonă sînt următoarele: nisipuri cu apă dulce 50—150 Ω m; nisipuri cu apă sărată 0,5—1,3 Ωm; marne 2—10 Ωm. În acord cu contrastele de rezistivitate care

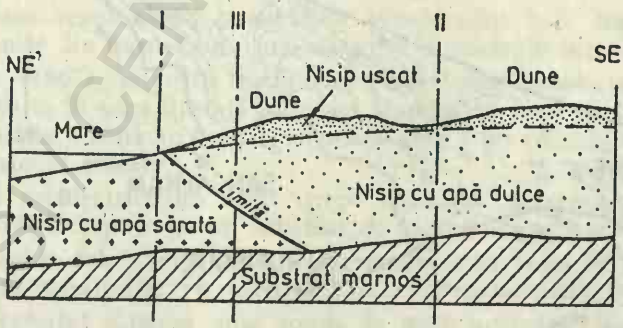



Fig. 4.40. Secțiune geologică caracteristică din zona Dakar (după Breusse și Polini, 1950).

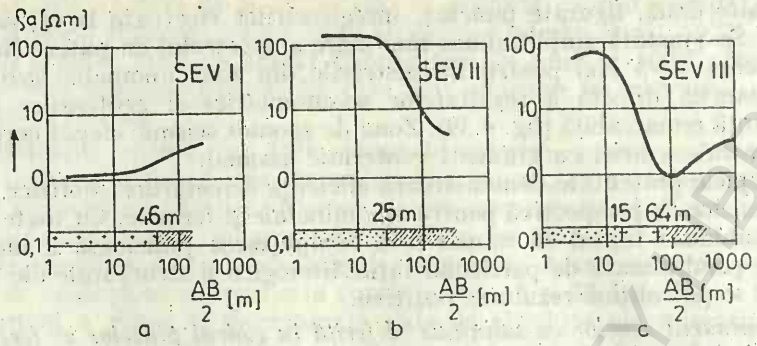



Fig. 4.41. Curbe SEV tipice înregistrate în zona Dakar (după Breusse și Polini, 1950).

se realizează între aceste roci, au fost înregistrate trei tipuri de curbe SEV, reproduse în figura 4.41.

Curba (*a*), corespunzătoare SEV *I* din vecinătatea țărmului, este caracteristică pentru două strate, reprezentate de nisipurile cu apă sărată și respectiv de marnele din culcuș.

Curba (*b*), corespunzătoare SEV *II* este, de asemenea, reprezentativă pentru două strate. Valorile rezistivității aparente, care variază de la circa 100 Ωm la 10 Ωm, arată că nisipurile cu apă dulce repauzează pe substratul marnos.

Curba (*c*), corespunzătoare SEV *III*, după valorile de rezistivitate aparentă indică următoarea succesiune : nisipuri cu apă dulce, nisipuri cu apă sărată, marne bazale.

Interpretarea cantitativă a curbelor SEV a permis întocmirea unei hărți structurale la intrarea în complexul marnos bazal (fig. 4.42).

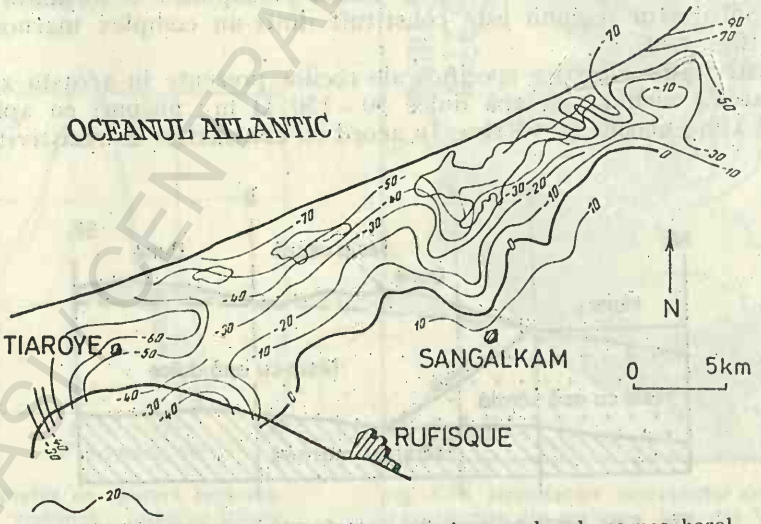



Fig. 4.42. Harta structurală la intrarea în complexul marnos bazal din zona Dakar (după Breusse și Polini, 1950).

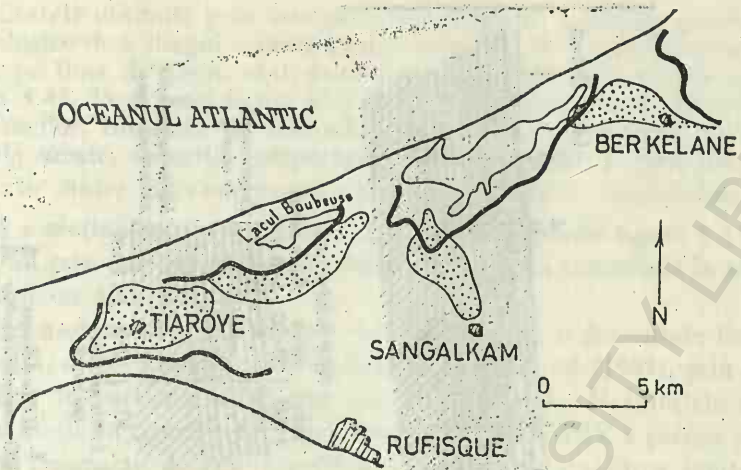



Fig. 4.43. Delimitarea ariilor de perspectivă pentru ape dulci (după Breusse și Polini, 1950).

Morfologia substratului marnos, permeabilitatea variabilă a nisipurilor, cantitatea de precipitații și relieful topografic determină o întrepătrundere între apele dulci și cele sărate și deci limita dintre ele nu se realizează pe un plan înclinat spre interior, după schema hidrogeologică clasică din zonele de coastă. În figura 4.43 au fost delimitate ariile care prezintă interes pentru exploatarea apelor subterane dulci.

Rezultatele cercetărilor geoelectrice contribuie și la estimarea rezervelor de apă dulce din orizontul nisipos. Luîndu-se în considerare precipitațiile medii anuale și pierderile produse prin evaporare și scurgere la suprafață, s-a stabilit că infiltrația este de 320 mm, cifră care conduce la un aport mediu de 900 $m^3$/zi pentru o arie de 1 $km^2$. Pentru zona vestică, cu o arie de 25 $km^2$, rezultă un aport de 22 500 $m^3$/zi. În consecință, pentru a evita invazia apelor sărate și epuizarea rezervelor, exploatarea trebuie să se limiteze la circa 20 000 $m^3$/zi.

Interpretarea rezultatelor cercetărilor geoelectrice este mai dificilă în zonele constituite din formațiuni carbonatice. Un exemplu interesant, prezentat de Flathe (1967), privește rezultatele cercetărilor geoelectrice și hidrogeologice obținute în zona litorală a insulei Madura, la nord de Iava. Forajele executate în această zonă au arătat existența unor rezerve importante de ape dulci, cantonate în calcare.

Cercetările geoelectrice au avut drept obiective determinarea grosimii calcarelor fisurate, dispuse pe un substrat de marne calcaroase, și precizarea limitei dintre apele dulci și cele sărate. Interpretarea curbelor SEV s-a dovedit incertă, datorită variației largi a rezistivității rocilor carbonatice, de ordinul $10^4$, fapt care a necesitat săparea unor sonde de mică adîncime (fig. 4.44). Ele au furnizat informații prețioase asupra nivelului apelor subterane și a rezistivității lor.

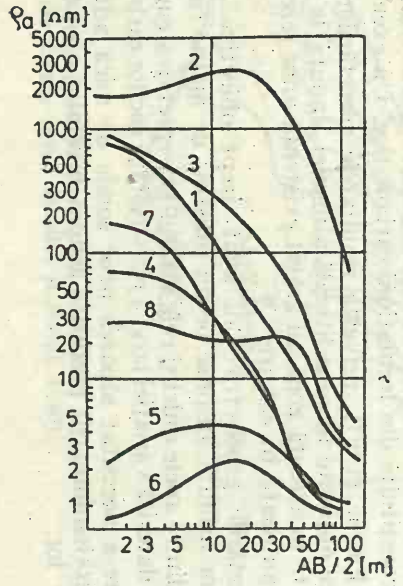



Fig. 4.44. Curbe SEV înregistrate în zona litorală a insulei Madura (după Flathe, 1967).

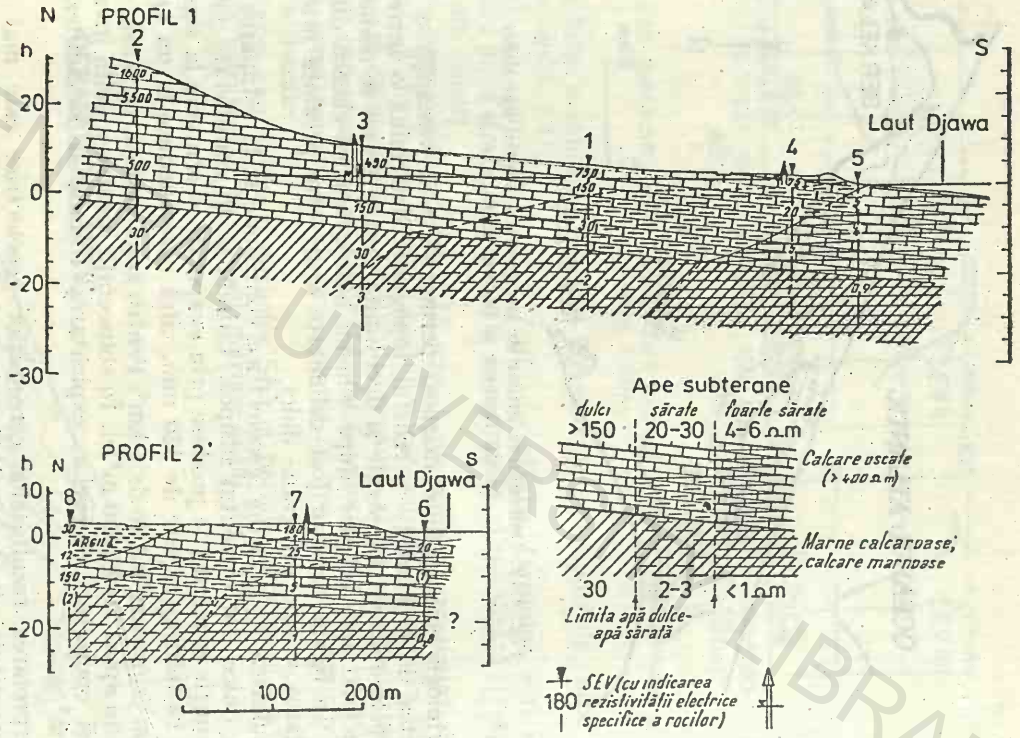



Fig. 4.45. Secţiuni verticale în zona litorală a insulei Madura, rezultate din interpretarea integrată a datelor geoelectrice şi de foraj (după Flathe, 1967).

BCU IASI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Rezultatele obținute prin interpretarea complexă a datelor geoelectrice și hidrogeologice de-a lungul a două profile orientate N-S, aproximativ perpendiculare pe linia de țărm, sînt prezentate în secțiunile verticale reproduse în figura 4.45. Pe aceeași figură sînt indicate și rezistivitățile electrice specifice ale rocilor. Imaginile au fost schițate în ideea suprapoziției apelor dulci peste cele sărate, datorită comportamentului hidraulic și diferenței de permeabilitate dintre calcarele compacte și cele fisurate. Interpretarea hidrogeologică a secțiunilor apare direct din urmărirea legendei figurii 4.45. Soluția propusă nu este univocă, dar ea a oferit date care au contribuit la asigurarea alimentării cu apă dulce.

Un caz asemănător, dar în care carstificarea are o dezvoltare mai amplă pe verticală, a fost studiat de Arandjelovič și Milosevič (1967), prin cercetări geoelectrice în varianta sondajelor electrice verticale. Rezultatele sînt prezentate sintetic în figura 4.46. Interpretarea curbelor SEV a permis separarea calcarelor compacte de cele carstificate, precum și stabilirea limitei dintre apele dulci și cele sărate.

Metodele electromagnetice, folosite în mod curent la localizarea corpurilor conductoare, îndeosebi a sulfurilor polimetalice, s-au dovedit a fi aplicabile și la determinarea zonelor cu salinitate diferită din cadrul pînzelor acvifere. Pentru exemplificare, în cele ce urmează se prezintă succint rezultatele obținute într-un sector al deltei Rhonului (Baudoin et al., 1967). Structura bazinului era parțial cunoscută ca urmare a cercetărilor hidrogeologice efectuate pentru alimentarea cu apă a localităților situate pe malul Mării Mediterane. Proprietățile electrice ale rocilor, care alcătuiesc secțiunea superioară

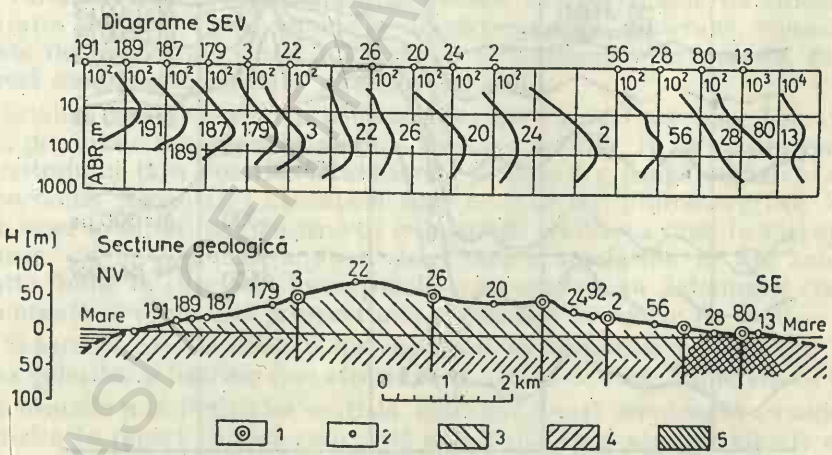



Fig. 4.46. Rezultatele cercetărilor geoelectrice prin metoda SEV din zona Marina Stupin (după Arandjelovič și Milosevici, 1967):
*1* — foraj; *2* — SEV; *3* — calcar fisurat; *4* — calcar carstificat saturat cu apă sărată; *5* — calcar necarstificat.

*Tabelul 4.3*

| Tipul rocii | Grosimea [m] | Rezistivitatea [Ωm] | Conductanța orizontală [Ωm⁻¹] | Rezistența transversală [Ωm²] |
|---|---|---|---|---|
| Loessuri | 20 — 40 | 0,7 — 25 | 0,8 — 20 | |
| Pietrișuri | 30 — 60 | 10 — 100 | 0,3 — 4 | 500 — 3 500 |
| Nisipuri argiloase și argile | 0 — 500 | 2 — 15 | 10 — 100 | |

a profilului geologic sînt redate sintetic în tabelul 4.3. Local, la adîncimea de cel puțin 100 m, se întîlnesc calcare jurasice în facies urgonian. De cele mai multe ori, substratul este format însă din formațiuni de molasă miocene.

Cercetările electromagnetice au fost executate la altitudinea de 400 ft, cu un echipament INPUT MK V cu 6 canale, care a înregistrat amplitudinea răspunsului tranzitoriu la timpii de eșantionare medii de 300, 500, 700, 1 100, 1 500 și 1 900 μs, după întreruperea impulsului primar. Un exemplu de înregistrare INPUT este prezentat în figura 4.47, unde pot fi urmărite curbele de variație corespunzătoare celor 6 canale, redate în unități convenționale. Gradientul important *G* marchează contactul dintre o zonă cu apă dulce și una cu apă sărată. În partea dreaptă a figurii se remarcă o puternică perturbație la traversarea unei linii de înaltă tensiune.

Valorificarea rezultatelor poate fi realizată și prin elaborarea unor hărți cu izolinii, care să prezinte variațiile de amplitudine înregistrate pe diverse canale. De obicei sînt folosite înregistrările corespunzătoare canalului 6 și pentru o mai bună precizare a condițiilor superficiale, cele corespunzătoare

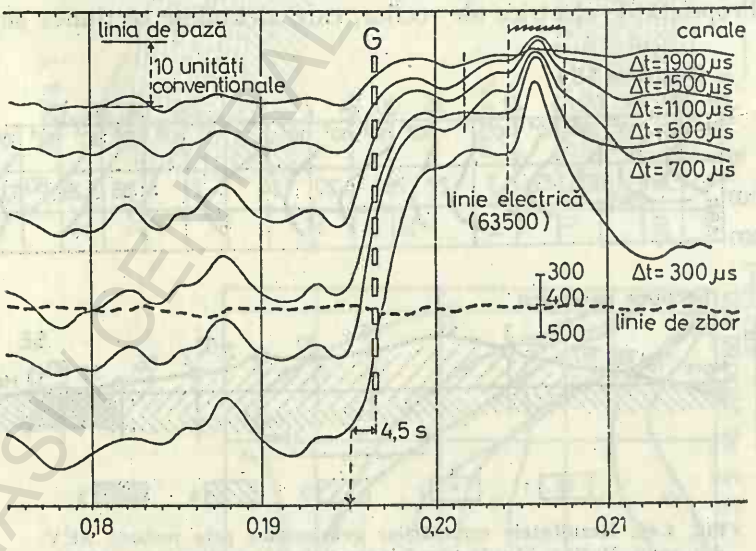



Fig. 4.47. Curbe de variație a înregistrărilor electromagnetice INPUT pe un profil din zona deltei Rhonului (după Baudoin et al., 1967).

canalului 1. Într-o primă aproximație, anomaliile puternice reflectă zone cu conductanță orizontală elevată (apă sărată), în timp ce anomaliile slabe localizează zone cu conductanță orizontală scăzută (apă dulce). În anumite situații se construiesc și hărți care redau variația raportului amplitudinilor înregistrate pe două canale, în scopul obținerii unor informații suplimentare. Interpretarea acestor hărți devine dificilă pentru situațiile cînd în subsol se separă mai mult de două strate cu proprietăți electrice contrastante.

Aplicarea metodelor electromagnetice este condiționată de cîțiva factori restrictivi. În primul rînd, aceste cercetări trebuie să se limiteze numai la teritorii cu denivelări mici, deoarece evaluarea unor reduceri de relief constituie o importantă sursă de erori. Pe de altă parte, secțiunea superioară a profilului geologic este necesar să cuprindă strate caracterizate prin contraste semnificative de conductanță orizontală.

Sub raport calitativ se poate aprecia că înregistrările efectuate pe primul și ultimul canal sînt mai utile pentru separarea variațiilor superficiale de cele din adîncime și localizarea zonelor de tranziție, care urmează a fi controlate prin lucrări la sol, de obicei prin metoda sondajului electric vertical.

## 4.4. STUDIUL CARSTULUI

Formațiunile carbonatice prezintă o variație în limite foarte largi a porozității. Se distinge o porozitate primară, care rezultă din particularitățile procesului de sedimentare și o porozitate secundară, datorată fie acțiunii de dolomitizare a calcarelor, fie fisurației calcarelor, însoțită de fenomene de dizoluție și de carstificare (Botezatu, 1971).

Variațiile mari ale porozității secundare, în special cele condiționate de fisurație și disoluție, ca urmare a circulației apelor subterane, creează contraste de porprietăți fizice în cuprinsul formațiunilor carbonatice, capabile uneori să producă anomalii geofizice cartabile.

Studiul carstului, pentru determinarea unor goluri sau zone fisurate izolate, prezintă o importanță deosebită în etapa actuală. În alcătuirea geologică a teritoriului țării noastre, formațiunile carbonatice ocupă suprafețe relativ importante. Necesitatea executării unor mari lucrări hidroenergetice, amplasării unor localități sau construcții industriale, realizarea unor lucrări speciale (tunele, căi de comunicație etc.), detectarea acumulărilor de ape subterane și alte fluide în cuprinsul formațiunilor carbonatice, au determinat creșterea accentuată a volumului prospecțiunilor geofizice în zonele de carst.

*Separarea zonelor carstice din cuprinsul formațiunilor carbonatice.* Totalitatea golurilor și fisurilor care afectează un volum de rocă, indiferent de forma, dimensiunile și dispoziția lor spațială, este considerată drept sursă a anomaliilor geofizice în raport cu roca compactă adiacentă. În general se admite că majoritatea metodelor geofizice clasice pot contribui la localizarea zonelor carstice, cu condiția ca lățimea lor să fie cel puțin de același ordin de mărime cu adîncimea la care se situează.

Cercetarea gravimetrică aduce contribuții importante la conturarea carstului. Variația în limite largi a densității formațiunilor carbonatice stă la baza aplicării gravimetriei la prospectarea zăcămintelor de petrol cantonate în colectoare fisurate.

Analizînd o serie de anomalii gravimetrice cartate în zone cu formațiuni carbonatice groase, Botezatu (1971) demonstrează că interpretarea lor este posibilă numai în situația admiterii unei variabilități pronunțate a porozității, determinată de procesele de fisurare și de disoluție, ca urmare a circulației apelor în calcare și dolomite. În sprijinul acestei ipoteze, autorul se referă la rezultatele cercetărilor gravimetrice din zona accidentului disjunctiv Capidava-Canara, care separă Dobrogea centrală de cea sudică. În lungul acestei linii de dislocație, calcarele jurasice, acoperite de o cuvertură subțire de formațiuni cretacice și de loess, se găsesc în contact de front cu șisturile verzi. Cercetări ulterioare, realizate prin seismometrie de refracție și foraje, au precizat poziția acestui sistem ruptural indicînd totodată faptul că el este constituit din două fracturi. Vitezele de propagare a undelor elastice au pus în evidență două zone petrografice distincte, una cu viteze de 4 800—5 000 m/s, care corespunde șisturilor verzi, și a doua cu viteze în jur de 5 800 m/s, care este atribuită șisturilor cristaline mezozonale.

Pe baza determinărilor directe de densitate efectuate pe probe prelevate din foraje s-au admis următoarele valori medii : șisturi cristaline mezozonale 2,80 g/cm³, șisturi verzi 2,70 g/cm³ și calcare jurasice 2,60 g/cm³. Anomalia gravității măsurată ($\Delta g_0''$) și calculată ($\Delta g_{2,60}$), în paralel cu secțiunea seismică, sînt reproduse în figura 4.48. Între cele două curbe de variație a anomaliei gravității se remarcă o neconcordanță evidentă, fapt care sugerează alegerea necorespunzătoare a valorii medii pentru densitatea calcarelor. Prin aproximații succesive s-a ajuns la o soluție satisfăcătoare numai atribuind calcarelor jurasice densitatea de 2,30 g/cm³. Acest rezultat arată că în această zonă porozitatea secundară a calcarelor joacă un rol important, atingînd valoarea medie de 11%.

Cercetările geoelectrice contribuie substanțial la localizarea zonelor carstice. Deoarece în cazul golurilor carstice avem de-a face cu o conducție ionică,

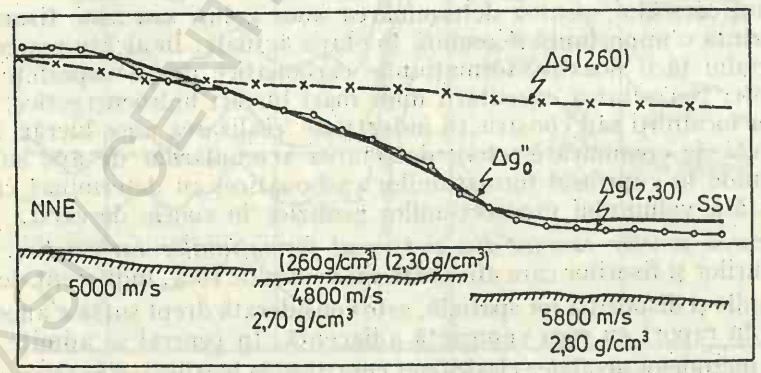



Fig. 4.48. Anomaliile gravității observată $\Delta g_0''$ și calculată în două variante ($\Delta g_{2\,60}$ și $\Delta g_{2\,30}$), în paralel cu o secțiune seismică de refracție din zona Capidava—Canara (după Botezatu, 1971).

valoarea rezistivității electrice este determinată de porozitatea și fisurația rocilor, de gradul de umplere a rețelelor de pori și fisuri cu soluții și de mineralizația acestora. Dintre metodele electrometrice, o eficiență ridicată s-au dovedit a avea profilarea electrică și metoda sondajului electric vertical.

În zonele de dezvoltare a formațiunilor carbonatice, în general, se întîlnește următoarea succesiune : o pătură acoperitoare subțire, în general argiloasă, calcare carstificate uscate și calcare carstificate circulate de ape subterane, care au în bază calcare compacte. Raportul între rezistivitatea calcarelor compacte sau uscate și rezistivitatea calcarelor carstificate este variabil, depășind în numeroase cazuri valoarea 5.

În condiții geologice adecvate, aplicarea metodei sondajului electric vertical permite determinarea limitei dintre calcarele carstificate uscate și cele circulate de ape, a suprafeței superioare a calcarelor compacte și mai rar separarea unor zone intens carstificate în cadrul orizontului de calcare îmbibate (fig. 4.49).

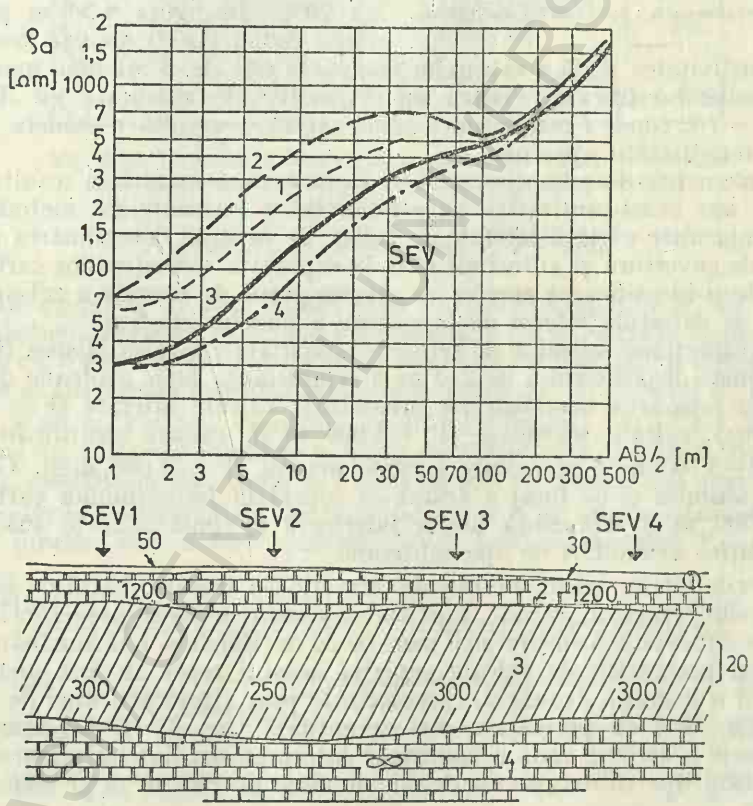



Fig. 4.49. Curbe SEV caracteristice și secțiunea interpretată geologic într-o zonă de dezvoltare a calcarelor carstificate circulate :
*1* — depozite argiloase acoperitoare ; *2* — calcare carstificate uscate ; *3* — calcare carstificate circulate ; *4* — calcare compacte.

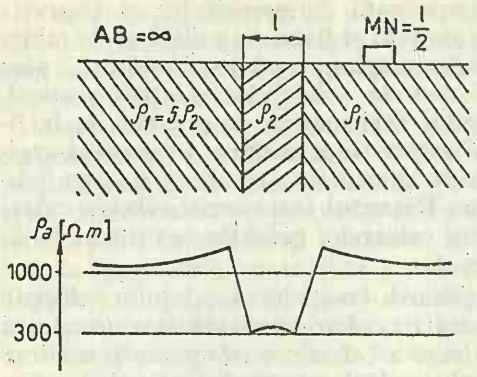



Fig. 4.50. Variația rezistivității aparente pentru cazul unei falii în formațiuni carbonatice (după Astier, 1971):
$\rho_1$ — calcare compacte; $\rho_2$ — calcare carstificate.

Uneori, zonele carstice se situează în vecinătatea accidentelor rupturale. Aplicarea metodei rezistivităților conduce la rezultate pozitive în cazul cînd calcarele carstificate sînt dispuse la suprafață sau în imediata ei vecinătate. Dacă formațiunile carbonatice sînt acoperite de o cuvertură terigenă relativ groasă sau secțiunea lor superioară este netransformată, eficiența metodei se reduce. În sectoarele în care carstul se dezvoltă pe o lățime de cel puțin 10 m și o adîncime de peste 100 m, porozitatea crește cu 10—20%, fapt care determină o scădere a rezistivității formațiunii carbonatice cu circa 20%. În figura 4.50 se prezintă, după Astier (1971) un caz teoretic în care rezistivitatea reală a calcarelor compacte este de 5 ori mai mare decît cea a rocilor carstificate. Pentru un dispozitiv de măsurare cu $AB = \infty$ și $MN = l/2$ (unde $l$ este lățimea zonei carstice), rezultă o scădere de circa 30% a rezistivității aparente.

Seismometria de refracție conduce, în numeroase cazuri, la rezultate cantitative sau cvasi-cantitative superioare celor furnizate de metoda SEV. În absența unor variații laterale de facies, ea permite determinarea grosimii rocilor de cuvertură și adîncimii pînă la suprafața formațiunilor carbonatice compacte și identificarea zonelor cu diverse grade de fisurare a calcarelor, în funcție de variațiile vitezei de propagare a undelor elastice.

O prospecțiune seismică de refracție executată pe valea Meusei (Franța), cu lungimea dispozitivului de 240 m și echidistanța între geofoane de 10 m, a permis separarea următoarelor orizonturi: calcare alterate ($V = 2\,000$—$3\,000$ m/s), calcare marnoase ($V = 3\,000$ m/s), calcare stratificate ($V = 3\,600$—$3\,700$ m/s) și calcare recifale masive ($V = 4\,000$ m/s). Corelarea datelor seismice și de foraj a arătat că suprafața formațiunilor carbonatice ($V > 3\,700$ m/s) reprezintă limita inferioară a zonei alterate susceptibile de a conține acumulări de ape subterane.

Pe baza datelor seismometrice de refracție s-a trasat o hartă cu izobate a acoperișului reperului „rapid", fapt care a condus la localizarea zonelor unde acesta se situează la adîncimi mai mari de 20 m (Bolelli și Lakshmanan, 1965). În cadrul pachetului de calcare superior acestui reper au fost identificate zonele cu o fisurație avansată, caracterizate prin viteze mai mici de 2 000—2 500 m/s, deci cu porozitate mai accentuată (fig. 4.51). Cercetarea prin două foraje a acestor zone a confirmat interpretarea datelor seismometrice, interceptînd ape subterane cu debite maxime de 625 m³/h și respectiv de 90 m³/h.

În anumite condiții geologice, cînd formațiunile carbonatice sînt groase, depistarea zonelor carstice impune executarea unor cercetări geofizice inte-

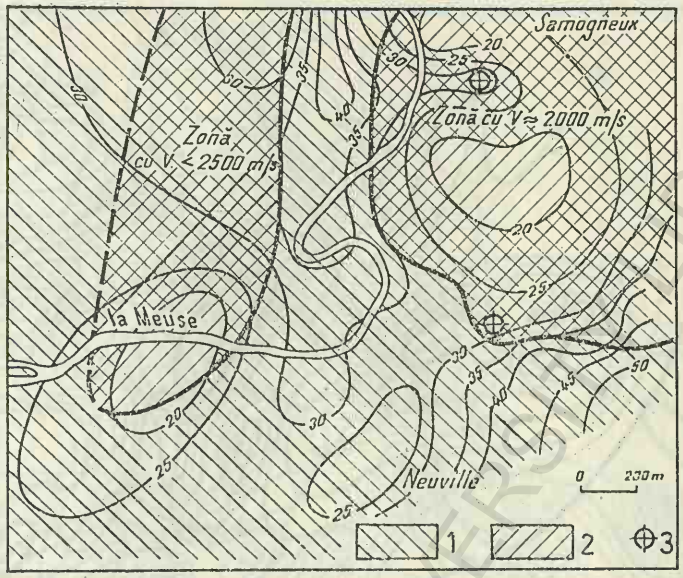



Fig. 4.51. Rezultatele cercetărilor seismice de refracție executate într-un sector al bazinului Meusei, Franța (după Bolelli și Lakshmanan, 1965):

*1* — zonă cu orizontul reper la adîncimi de peste 20 m; *2* — zonă de carstificare cu V < 2 000—2 500 m/s; *3* — foraj.

grate. De exemplu, în zona Palazu Mare-Cocoșu (Visarion et al., 1976), peste un fundament de șisturi cristaline mezozonale și șisturi verzi se dispun calcare jurasice cu o grosime de peste 450 m, acoperite de formațiuni cretacice, sarmațiene și cuaternare cvasiorizontale, dezvoltate pe un interval de adîncime mediu de 60 m. Forajele executate au arătat existența unui strat acvifer de adîncime în calcarele jurasice, a cărui circulație este facilitată de o rețea carstică, constituită din fisuri și goluri, uneori cu dimensiuni mari.

Cercetările seismometrice de refracție au indicat limita inferioară a calcarelor jurasice care a fost controlată (fig. 4.52) în sectorul Palazu Mare,

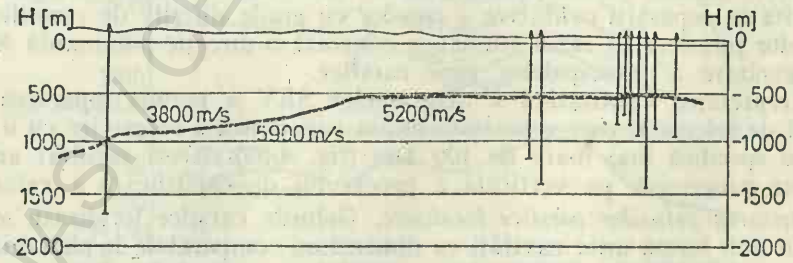



Fig. 4.52. Secțiune seismică de refracție în zona Palazu Mare—Cocoșu (după Spinoche et al., 1962).

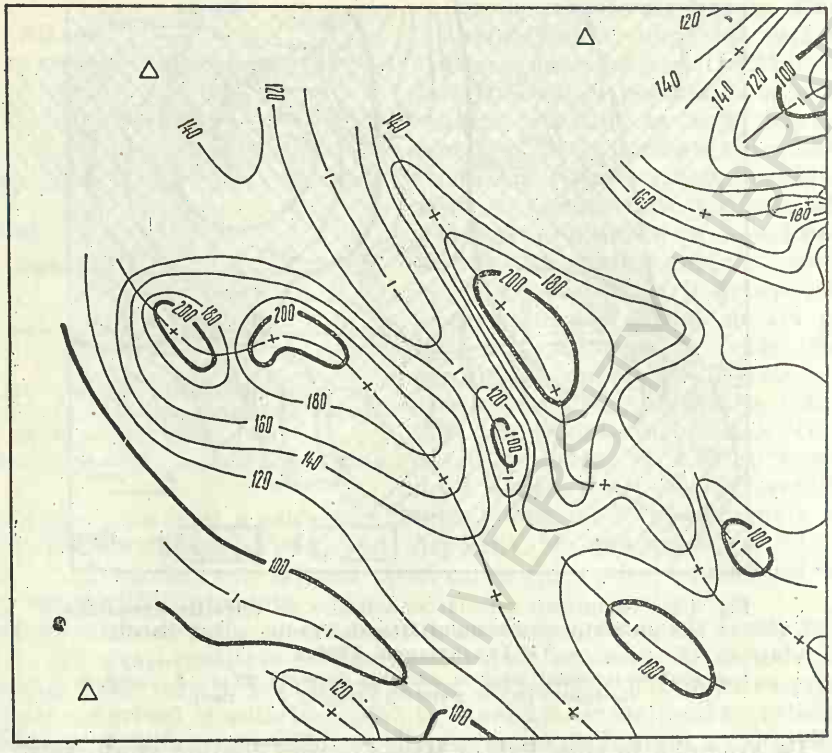



Fig. 4.53. Anomalia rezistivității aparente pentru $AB = 2\,000$ m, din zona Palazu Mare—Cocoșu.

de cîteva foraje, înregistrîndu-se diferențe nesemnificative, de ordinul 10—20 m. Formațiunile jurasice au fost investigate prin metoda sondajului electric vertical (cu lungimi ale liniei de emisiune $AB$ de pînă la 4 000 m) și prin cercetări gravimetrice de înaltă precizie, efectuate într-o rețea pătratică cu latura de 100 m. Figura 4.53 și figura 4.54 reprezintă harta variației rezistivității aparente pentru $AB = 2\,000$ m și respectiv, harta anomaliei gravității continuate analitic în semispațiul inferior la —400 m. Aceste imagini oferă posibilitatea separării calitative a zonelor cu grade diferite de carstificare a calcarelor jurasice. În cazul studiat se constată o direcție dominantă NV-SE de dezvoltare a principalelor zone carstice.

Interpretarea cantitativă a diagramelor SEV a permis separarea unui orizont de referință, care reprezintă limita superioară a calcarelor cu o rezistivitate specifică mai mare de 100 Ωm (fig. 4.55). Acest rezultat arată o reducere progresivă pe verticală a procesului de carstificare a calcarelor.

*Detectarea golurilor carstice localizate.* Golurile carstice localizate se prezintă fie sub forma unor cavități cu dimensiuni comparabile în plan orizontal și pe verticală, fie sub forma unor cavități în care una din dimensiuni este dominantă (peșteri, avene etc.). Separarea golurilor carstice cu ajutorul me-

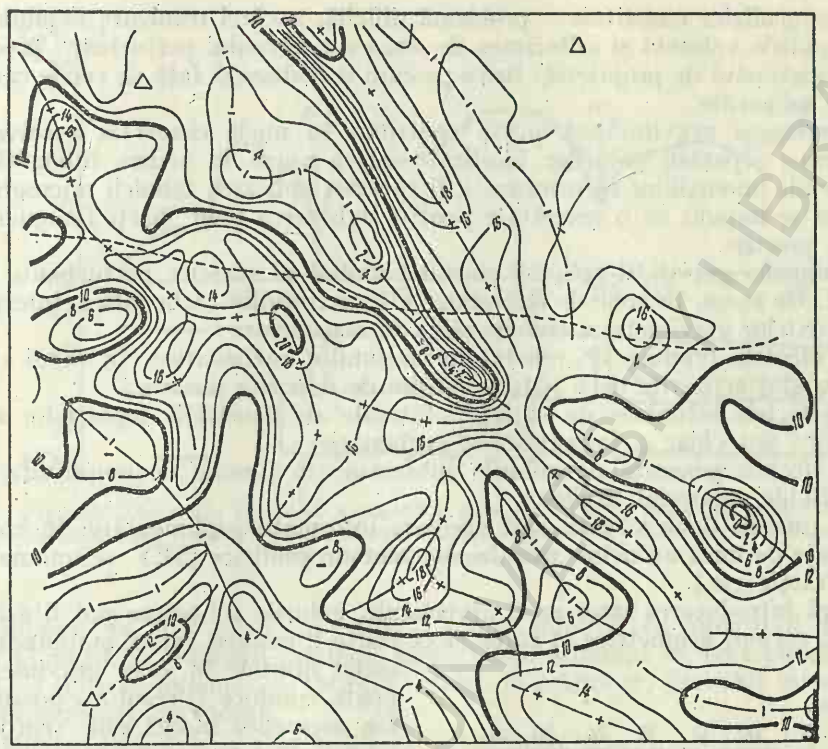


Fig. 4.54. Anomalia gravității continuată analitic în semispațiul inferior la $h = -400$ m, din zona Palazu Mare—Cocoșu.

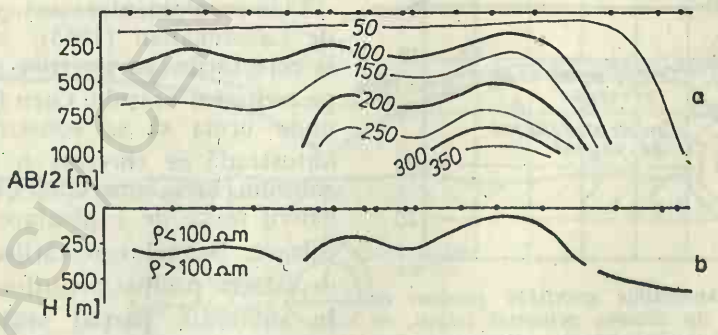



Fig. 4.55. Secțiune geoelectrică cu interpretarea cantitativă a diagramelor SEV, din zona Palazu Mare.

*a* — secțiune verticală de rezistivitate aparentă; *b* — secțiune geoelectrică.



BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITARĂ LIBRARY

todelor geofizice constituie o problemă dificilă, a cărei rezolvare depinde în principal de volumul și adîncimea de situare a corpului perturbant, precum și de contrastul de proprietăți fizice pe care îl realizează față de rocile carbonatice adiacente.

Cercetarea gravimetrică poate contribui în unele cazuri la rezolvarea problemei separării golurilor localizate. Dacă avem în vedere intensitățile reduse ale anomaliilor ce urmează a fi cartate, aplicarea tehnicii microgravimetriei se impune ca o necesitate pentru elaborarea unor hărți Bouguer de înaltă precizie.

Anomalia gravității reflectă efectul cumulat al surselor perturbante din subsol. De aceea, în zone de dezvoltare a formațiunilor carbonatice, interpretarea datelor gravimetrice trebuie să ia în considerare :

a) efectele produse de relieful formațiunilor carbonatice, în cazul cînd acestea sînt acoperite de o pătură subțire de depozite recente ;

b) efectele introduse de variațiile laterale ale densității depozitelor acoperitoare sau chiar a formațiunilor carbonatice ;

c) efectele generate de golurile subterane, în funcție de umplutura lor (aer, fluide, material argilos).

În primele două situații sînt necesare informații suplimentare, furnizate de foraje de mică adîncime sau de alte metode geofizice (SEV, seismometrie de refracție etc.).

Fără introducerea unor erori apreciabile, golurile subterane pot fi asimilate cu corpuri geometrice al căror efect poate fi evaluat rapid, stabilindu-se astfel limitele în care gravimetria poate conduce la rezultate pozitive. Un asemenea model este reprodus în figura 4.56, în care cavitățile subterane (uscate sau umplute cu apă) sînt asimilate cu cilindri orizontali infiniți, cu secțiuni și adîncimi diferite, pentru două contraste de densitate în valoare de 2,4 g/cm$^3$ și respectiv 1,4 g/cm$^3$.

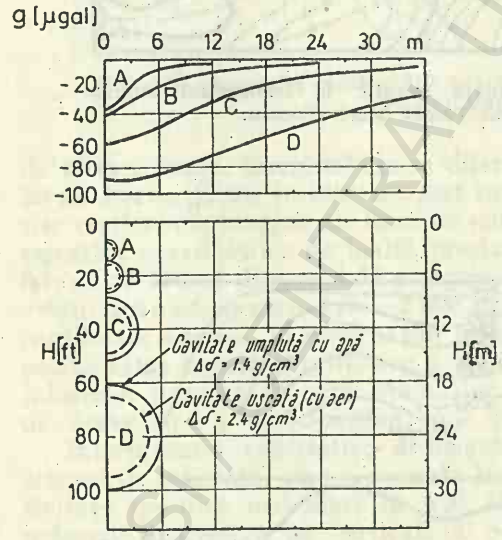



Fig. 4.56. Anomaliile gravității produse de cavități de tip cilindru orizontal infinit, cu secțiuni și adîncimi diferite, dispuse în formațiuni geologice cu densitatea 2,4 g/cm$^3$ (după Arzi, 1975).

Un exemplu interesant, prezentat de Lakshmanan (1963), se referă la cercetările gravimetrice efectuate pe teritoriul orașului Caen (Franța), unde urma să se construiască o autostradă ce traversa o zonă în subsolul căreia erau cunoscute parțial galerii vechi de exploatare a unor calcare. Scopul cercetărilor a fost depistarea poziției puțurilor de acces în subteran, parțial prăbușite și mascate de sol. După cum se poate observa din figura 4.57, pe profilul

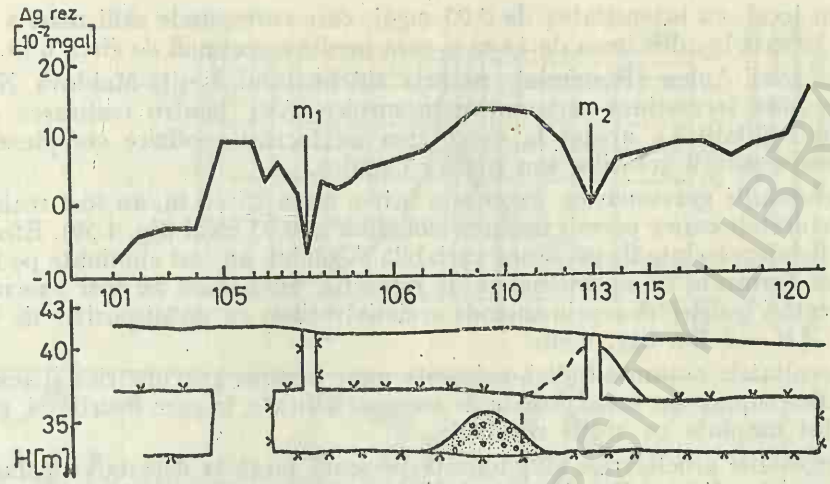



Fig. 4.57. Anomalia reziduală a gravității de-a lungul unui profil pe teritoriul orașului Caen (Franța), în paralel cu secțiunea probabilă a golurilor subterane (după Lakshmanan, 1963).

considerat au fost puse în evidență două minime, cu intensități de 0,05 și 0,11 mgal, și gradienți periferici importanți. Minimul $m_1$ corespunde unui puț, în timp ce minimul $m_2$ reflectă o zonă de prăbușire, probabil tot un puț vechi complet deteriorat.

Microgravimetria a fost utilizată și la detectarea unor goluri în zona peșterii Luray Caverns, Virginia (SUA). Stațiile au fost amplasate la echidistanța de 20 ft, de-a lungul unui profil care traversa principala sală a peșterii. Rezultatele obținute sînt prezentate în figura 4.58. Ele individualizează un

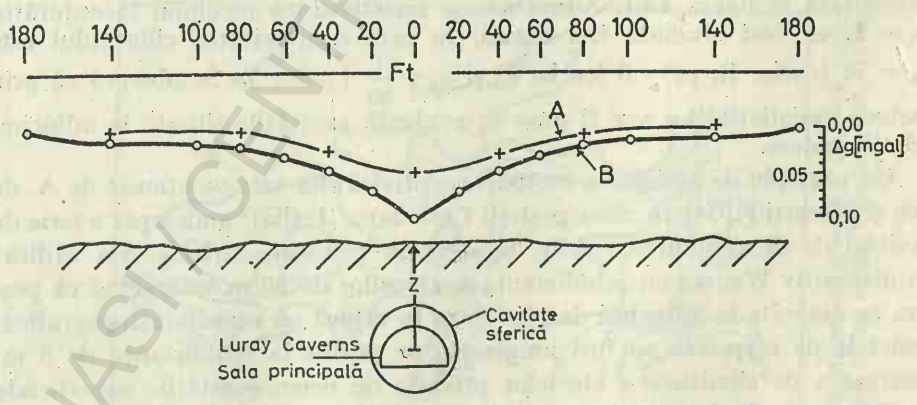



Fig. 4.58. Anomalia gravității măsurată (*A*) și calculată (*B*) pentru o cavitate sferică pe un profil ce traversează sala principală a peșterii Luray Caverns — SUA (după Chico, 1964).

minim local, cu intensitatea de 0,05 mgal, care corespunde sălii mari a peșterii, situată la adîncimea de 14 m și raza medie a secțiunii de circa 6 m.

În zona Anina (România), pe aria sinclinalului Reșița-Moldova Nouă, se dezvoltă formațiuni carbonatice mezozoice. Aici, pentru realizarea unor lucrări edilitare s-a apelat la executarea de lucrări geofizice complexe, în vederea separării golurilor sau zonelor carstice.

Cercetările gravimetrice, executate într-o rețea $25 \times 5$ m, au fost realizate cu o acuratețe care a permis trasarea izoliniilor la 0,05 mgal (fig. 4.59). Efectele superficiale, produse de grosimea variabilă a solului, au fost eliminate pe baza datelor furnizate de seismometria de refracție. În paralel au fost executate și cercetări geoelectrice prin metoda rezistivităților, cu un dispozitiv de emisiune $AB = 2$ km (fig. 4.60).

Rezultatele obținute indică existența unor minime gravimetrice și rezistivimetrice suprapuse, condiționate de zone carstificate, în care fisurile și golurile sînt umplute cu argile reziduale.

Cercetările geoelectrice sînt folosite pe scară largă la depistarea golurilor subterane localizate. Rezultatele obținute prin diverse procedee sînt variabile și depind de tipul golului carstic investigat și anume : uscat (plin cu aer), circulat de ape subterane cu diverse grade de mineralizare sau umplute cu material argilos.

Aplicabilitatea metodelor electrometrice este condiționată de dimensiunile și adîncimea golului carstic și de alcătuirea litologică și grosimea cuverturii, în cazurile cînd formațiunile carbonatice nu aflorează.

Metoda rezistivităților, cu folosirea de dispozitive AMNB adecvate, conduce, în multe cazuri, la localizarea golurilor carstice. Aprecierea posibilităților metodei se face de obicei pe modele teoretice. Principale forme geometrice cu care se asimilează golurile carstice sînt sfera (cavernă izolată) și cilindrul orizontal infinit (gol alungit după o direcție, de tipul peșterilor). O diagramă de variație a rezistivității aparente pentru un cilindru orizontal infinit în funcție de raportul $h/r$ dintre adîncimea la centru și raza lui este prezentată în figura 4.61. Admițîndu-se rezistivitatea mediului înconjurător $\rho_1 = 1$, au fost studiate trei cazuri, în care rezistivitatea cilindrului este $\rho_2 = \infty$ (curba 1), $\rho_2 = 0$ (curba 2) și $\rho_2 = \frac{1}{20}$ (curba 3). Se observă că prin metoda rezistivităților vor fi puse în evidență cavitățile situate la adîncimi relativ reduse.

Un exemplu de aplicare a metodei rezistivităților este menționat de A. de Feo și Mosetti (1956) în zona peșterii Castellana (Italia), unde apar o serie de cavități de dimensiuni variabile, legate prin coridoare strîmte. S-a utilizat un dispozitiv Wenner cu echidistanța electrozilor de 60 m, cunoscînd că peștera se dezvolta la adîncimi de 50—70 m în raport cu suprafața topografică. Punctele de măsurare au fost amplasate pe profile la echidistanța de 5 m. Încercarea de eliminare a efectelor produse de neomogenitățile superficiale s-a făcut prin diminuarea lungimii dispozitivului la $a = 10$ m și compararea curbelor de variație a rezistivității aparente pe același profil. Rezultatele

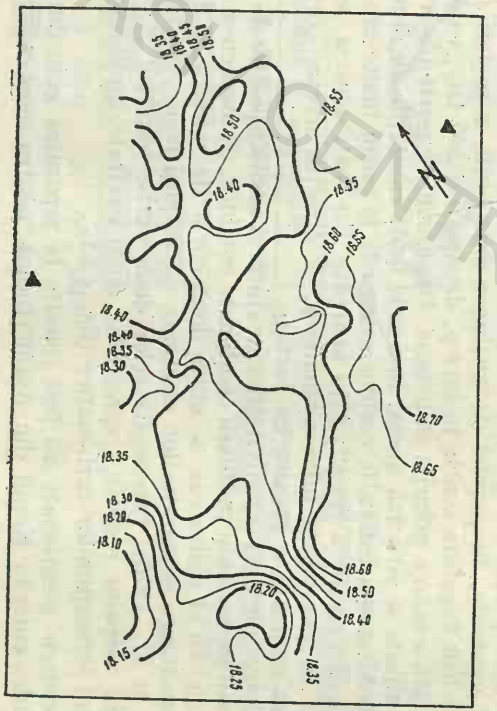



Fig. 4.59. Anomalia gravității dintr-un sector al regiunii Anina (după Visarion et al., 1976).

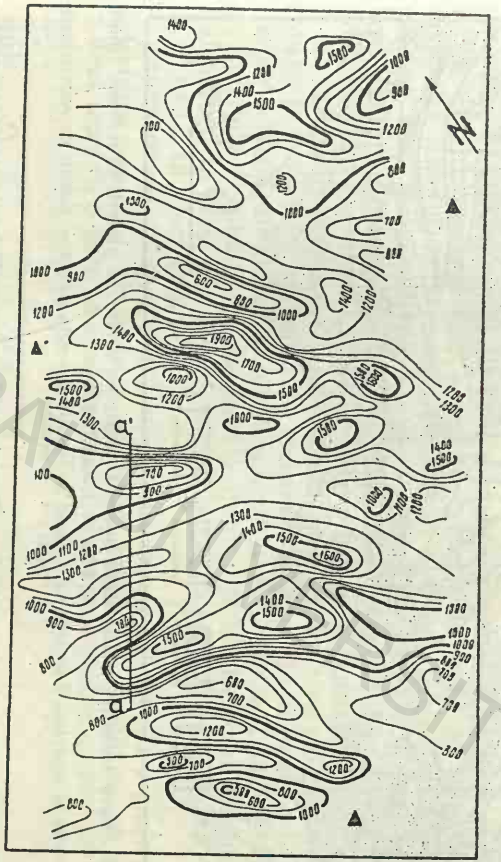



Fig. 4.60. Harta anomaliei rezistivității aparente dintr-un sector al regiunii Anina (după Visarion et al., 1976).

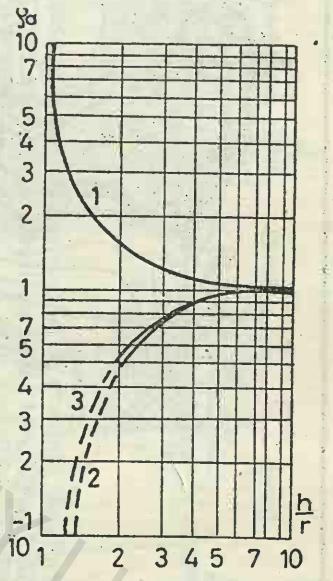



Fig. 4.61. Variația rezistivității aparente în funcție de raportul adîncime/rază ($h/r$) pentru un cilindru orizontal infinit, caracterizat prin trei rezistivități diferite (după Astier, 1971).

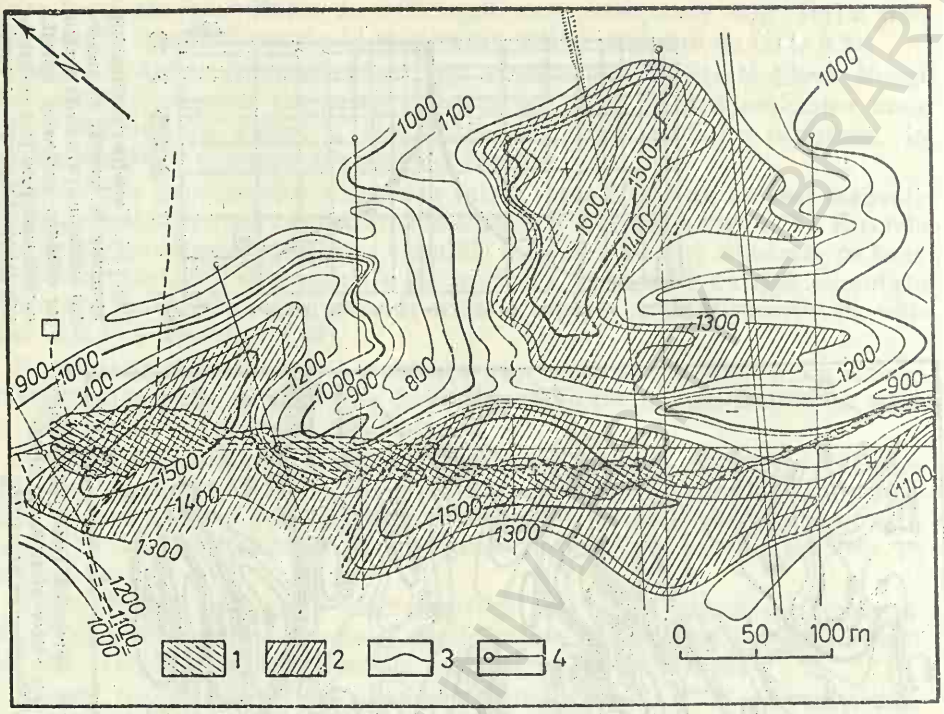



Fig. 4.62. Harta variației rezistivității aparente dintr-un sector al peșterii Castellana (după de Feo și Mosetti, 1956):

*1* — proiecția în suprafață a peșterii; *2* — zonă de rezistivitate ridicată; *3* — izolinii de rezistivitate (Ωm); *4* — profile.

obținute sînt prezentate parțial în figura 4.62, care redă harta variației rezistivității aparente, în paralel cu secțiunea orizontală a peșterii. Pe această hartă au fost hașurate zonele în care $\rho_a$ depășește 1 300 Ωm, valoare elevată, considerată a marca golurile subterane. După cum se poate observa, maxime bine localizate se situează numai în zonele unde cavitățile au dimensiuni mai mari. Reducerea acestora la coridoare înguste și puțin înalte are drept efect scăderea apreciabilă a rezistivității aparente. Cu toate acestea, se remarcă o tendință de paralelism între izoliniile $\rho_a$ și direcția acestor coridoare, prin alungirea evidentă a maximelor cartate.

Aplicarea metodei rezistivităților cu ajutorul unui dispozitiv de tip Schlumberger sau în varianta profilării combinate conduce, de asemenea, la rezultate favorabile. În al doilea caz, se obțin două curbe de variație a rezistivității, corespunzătoare măsurătorilor efectuate cu dispozitivele *AMNC* și *CMNB* (Dutta et al., 1970). Intersecția celor două curbe (punctul *X*), corespunde centrului corpului rezistiv, reprezentat de o cavitate umplută cu aer din cuprinsul formațiunilor carbonatice (fig. 4.63).

Procedeele menționate au fost folosite la separarea golurilor carstice în zona hidrocentralei Kopili din Asam (India), pentru verificarea etanșeității

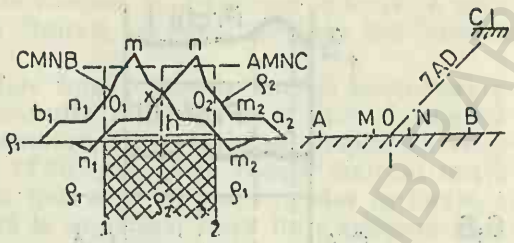



Fig. 4.63. Profile de variație a rezistivității aparente, obținute prin profilare combinată, în zona unui corp rezistiv, reprezentat de o cavitate umplută cu aer din cuprinsul unor formațiuni carbonatice (după Dutta et al., 1975).

bazinului de retenție proiectat. În figura 4.64 se prezintă rezultatele obținute pe un profil, unde erau cunoscute goluri carstice. Utilizarea unui dispozitiv Schlumberger cu $AB = 45$ m și $MN = 5$ m a condus la separarea a două anomalii de maxim a rezistivității aparente, corespunzînd unor goluri subterane. Profilarea combinată a pus în evidență anomalii cu intensități mai mari, dar punctul de intersecție al curbelor se situează între cele două goluri carstice. Deși limita exterioară a zonei carstice este perfect definită de profilarea combinată, datorită distanței orizontale reduse la care se situează, cele două cavități se reflectă printr-un singur maxim de rezistivitate.

O variantă a profilării de rezistivitate, propusă de Creedy și Freman (1974), constă în utilizarea unei linii de emisiune, în care un electrod este păstrat fix, iar celălalt este situat la infinit, practic la circa 100 m. Linia de măsurare, cu lungimea constantă, se deplasează treptat de la electrodul fix înspre cel îndepărtat. În acest caz, suprafețele echipotențiale pot fi considerate emisfere cu centrul în electrodul fix.

Intersectarea unui gol subteran umplut cu aer conduce la o creștere a rezistivității aparente. În vederea elucidării problemei, profilarea se execută în două sensuri, pentru fiecare din ele obținîndu-se o poziție a zonei maximale.

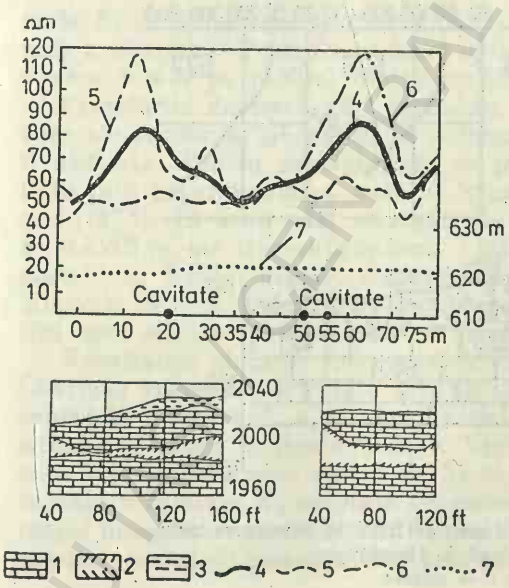



Fig. 4.64. Profile de variație a rezistivității aparente în zona hidrocentralei Kopili, Asam-India (după Dutta et al., 1975):
*1* — calcare; *2* — goluri subterane; *3* — argile; *4* — profilare simetrică ($AB = 45$ m; $MN = 5$ m); *5* — profilare combinată (*MNB*); *6* — profilare combinată (AMN); *7* — elevația.

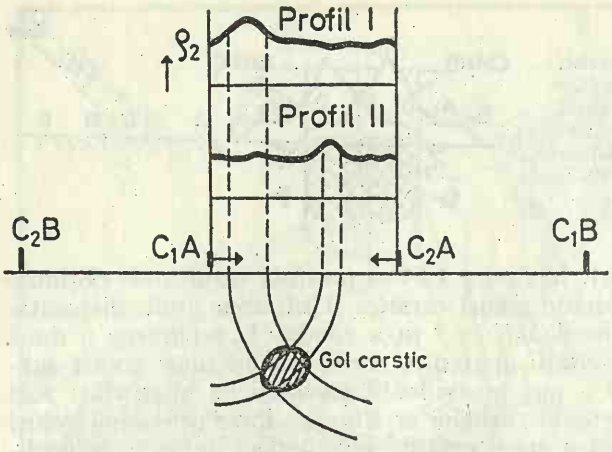



Fig. 4.65. Profile de variație a rezistivității aparente obținute prin procedeul propus de Creedy și Freman (1974), în zona unui gol carstic.

După cum rezultă din figura 4.65, un procedeu grafic simplu permite deducerea secțiunii și adîncimii probabile a cavității.

La o adîncime de situare mai mare a golurilor subterane și în condiții geologice favorabile, metoda SEV în varianta clasică sau în cea a sondajelor electrice circulare poate conduce la rezultate satisfăcătoare. În figura 4.66 se prezintă diagramele SEV și secțiunea geoelectrică interpretată geologic, într-un caz simplu, în care depozite loessoide acoperă formațiuni carbonatice. Interpretarea diagramei SEV 524 sugerează existența unei cavități umplute cu loess.

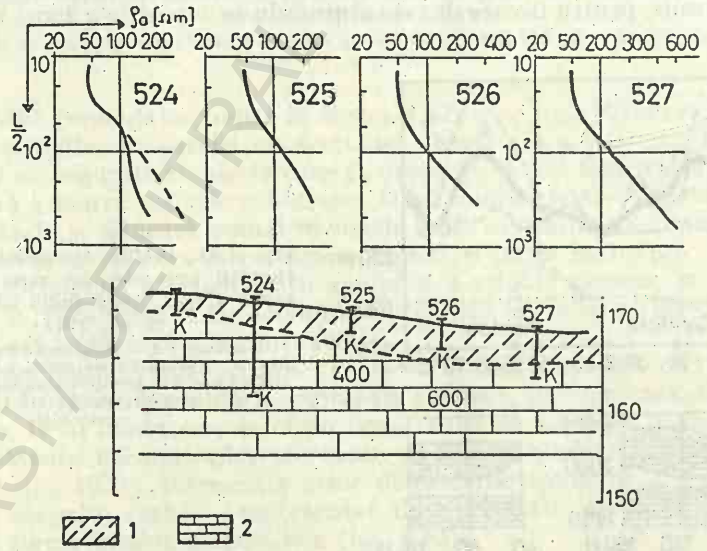



Fig. 4.66. Exemplu de aplicare a metodei SEV la detectarea golurilor carstice (după J. Homilius):
*1* — loess; *2* — calcare.

Metoda polarizației induse poate conduce la depistarea indirectă a golurilor carstice izolate sau a zonelor fisurate, în cazul cînd ele sînt umplute cu material argilos (Sumi, 1965).

În zonele unde au fost executate foraje, metoda umbrei electromagnetice și-a dovedit aplicabilitatea, datorită diferenței nete dintre proprietățile electrice ale formațiunilor carbonatice și materialul de umplutură al golurilor carstice (Káspar și Pecen, 1975). Aparatura constă dintr-un emițător și o sondă receptoare de înaltă frecvență, care se introduc în foraje, și o unitate de joasă frecvență plasată la suprafață. Dacă între emițător și receptor se interpune un corp conductor, se constată o atenuare accentuată a cîmpului electromagnetic. Pentru formațiunile carbonatice cu o rezistivitate relativ ridicată, cîmpul electromagnetic, la distanța $R$ de sursă, se calculează cu formula:

$$E = E_0 / Re^{-\beta R} \tag{4.23}$$

în care $E_0$ este intensitatea cîmpului în sursă și $\beta$ — factorul de atenuare. În absența unor mase perturbante, izoliniile cîmpului descriu cercuri concentrice cu centrul în sursa punctuală. Pentru diverse valori ale factorului de atenuare se construiesc izoliniile, care reprezintă configurația cîmpului electromagnetic normal.

Factorul de atenuare se determină printr-o serie de măsurători, care să permită stabilirea unei valori medii corespunzătoare zonei studiate. Un procedeu constă în măsurarea cîmpului $E$ în două puncte, situate pe aceeași dreaptă cu sursa la distanțele $R$. Rezultă:

$$\beta = 2{,}3 \cdot \log(E_1 R_1 / E_2 R_2) / (R_2 - R_1) \tag{4.24}$$

Valoarea anomaliei $A$ se calculează din relația

$$A = E_t / E_{obs} \tag{4.25}$$

unde $E_t$ se deduce din formulele (4.23) și (4.24) și $E_{obs}$ este valoarea măsurată a cîmpului. Pentru o valoare dată a cîmpului se poate citi direct atenuarea totală pe profilul dintre emițător și receptor.

Cercetările de teren sînt precedate de determinarea proprietăților electrice ale rocilor în laborator, în vederea stabilirii frecvenței optime, care va fi utilizată. Pentru exemplificare se prezintă succint unele rezultate obținute prin experimentarea metodei în carstul din Slovacia de Káspar și Pecen (1975). În acest caz, măsurătorile de laborator și teren au arătat că $\beta$=0,2 dB/m, iar frecvența optimă 5 MHz. Emițătorul și receptorul au fost plasate în foraje diferite, măsurătorile efectuîndu-se prin deplasarea lor la intervale de 2 m. Diferențele dintre valorile calculată și măsurată ale cîmpului sînt apoi schițate pentru diferite poziții ale emițătorului și receptorului.

Rezultatele obținute între forajele $S_1$ și $S_2$ sînt reproduse în figura 4.67. Conturul anomaliei detectate într-un plan perpendicular pe foraje este prezentat în figura 4.68, *a*, iar rezultatele obținute sînt transpuse pe planul de situație al minei în figura 4.68, *b*. Verificarea datelor obținute a fost realizată prin săparea unei galerii de 34 m. În intervalul 7—13 m a fost interceptată o cavitate $K_1$ umplută cu pietrișuri și nisipuri, care corespunde anomaliei înregistrate cu emițătorul în poziția $S_2$-7. La distanța de 16 m de la gura galeriei s-a stabilit prezența unei alte cavități $K_2$, umplută cu pietrișuri, care

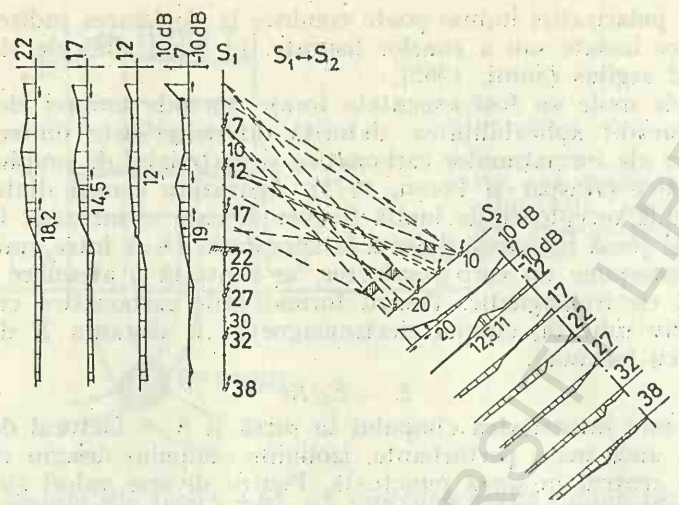



Fig. 4.67. Rezultatele obținute prin măsurătorile geoelectrice executate prin metoda umbrei electromagnetice între două foraje situate în zona carstului slovac (după Kaspar și Pecen, 1975).

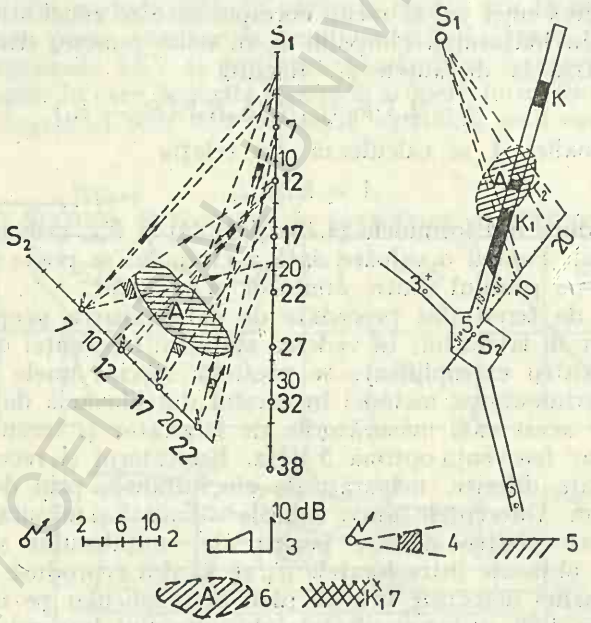



Fig. 4.68. Conturul anomaliei detectate într-un plan perpendicular pe foraje prin metoda umbrei electromagnetice (*a*) și rezultatele transpuse pe planul de situație al minei (*b*), după Kaspar și Pecen (1975):
*1* — poziția emițătorului; *2* — poziția receptorului; *3* — valoarea măsurată a cîmpului în dB; *4* — delimitarea spațială a zonei anomale; *5* — nivelul apei în foraje; *6* — poziția interpretată a anomaliei; *7* — gol carstic cercetat prin foraj.



BCU IAȘI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

este reflectată de anomaliile electromagnetice înregistrate cu emițătorul în pozițiile $S_2$-17 și $S_1$-12. Cavitatea $K_3$ este situată la exteriorul zonei investigate.

Seismometria de refracție are o aplicabilitate limitată în cazul investigării golurilor carstice. Folosirea unui sistem de generare a undelor elastice în evantai poate conduce la stabilirea unor anomalii ale timpilor de propagare, cu condiția plasării judicioase a profilelor de măsurare, fapt care presupune informații asupra cavităților subterane.

Un rol important joacă zona de viteze mici, care poate deforma rezultatele în cazul cînd limita ei inferioară are un relief accentuat. Echipamentele utilizate trebuie să lucreze la frecvențe înalte, dar chiar în aceste condiții sînt puse în evidență numai golurile cu dimensiuni mari. De exemplu, pentru o frecvență de 100 Hz și o viteză de 1 700 m/s, lungimea de undă rezultată este de 17 m, condiție limitativă pentru aplicarea metodei.

Probleme dificile ridică localizarea golurilor carstice în localități, unde aplicarea metodelor geofizice prin procedeele clasice nu este posibilă. În asemenea situații se utilizează de obicei metoda microgravimetrică de înaltă precizie sau metode electromagnetice, din care procedeul Mélos s-a dovedit mai eficient, contribuind în largă măsură la eliminarea efectelor laterale.

Un emițător de unde electromagnetice, constituit dintr-un dipol magnetic cu axa verticală, este dispus la suprafața solului. Un receptor, situat de asemenea la sol la o distanță convenabilă, măsoară componentele cîmpului electromagnetic provenite de la sursă.

Utilizarea amplitudinilor componentelor electrice și magnetice ale cîmpului pentru o serie de frecvențe foarte joase conduce la stabilirea distribuției rezistivităților în subsol, în funcție de adîncime. Rezultatele se prezintă sub forma unor secțiuni de variație a rezistivității aparente în funcție de frecvență sau unor hărți cu izolinii ale rezistivității aparente, întocmite pentru diverse frecvențe. De asemenea este posibilă elaborarea unor secțiuni care să redea distribuția rezistivităților reale mediate în subsol în funcție de penetrația aparentă. Pentru exemplificare se prezintă succint rezultatele cercetărilor geofizice complexe executate în regiunea Eupen Moresnet, pe flancul unui sinclinal, la contactul dintre formațiuni carbonatice și șisturi cărbunoase. Cercetarea acestei zone prin metoda rezistivităților a permis localizarea contactului dintre calcare (200—500 Ωm) și șisturile cărbunoase (100—150 Ωm). Configurația acestui contact a condus la trasarea faliilor transversale (fig. 4.69). Carstificarea variabilă a calcarelor se remarcă

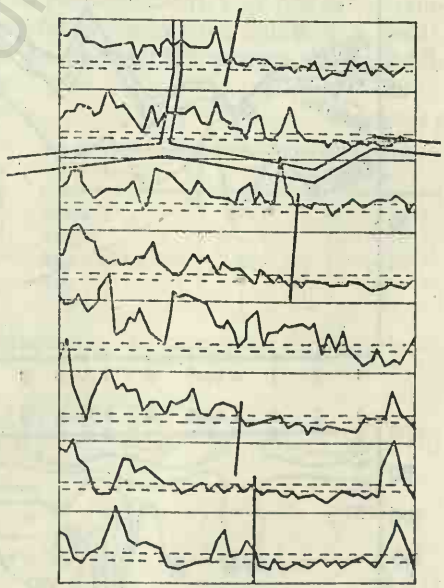


Fig. 4.69. Profile de variație a rezistivității aparente într-o zonă a regiunii Eupen Moresnet (după Monjoie).

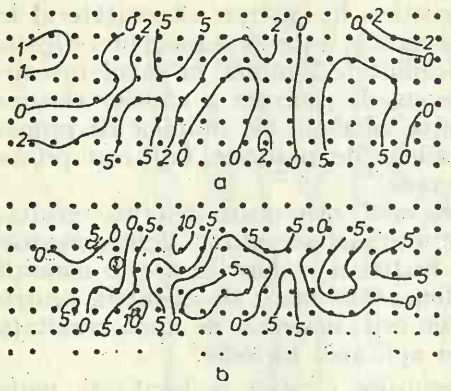


Fig. 4.70. Anomalia gravității (*a*) și anomalia derivatei a doua a gravității (*b*) dintr-un sector restrîns al regiunii Eupen Moresnet (după Monjoie).

pe profilele de rezistivitate, dar localizarea golurilor și zonelor cu fisurație accentuată nu este posibilă.

Cercetările gravimetrice de înaltă precizie, realizate într-o rețea patratică cu latura de 10 m, au avut numai un caracter experimental și au acoperit o suprafață redusă. Anomalia reziduală a gravității (fig. 4.70, *a*) pune în evidență două axe de minim corespunzînd unor zone relativ carstificate de ordinul a cîtorva metri lățime, dar situate la adîncimi de 20—30 m. Anomalia derivatei a doua a gravității (fig. 4.70, *b*) oferă o imagine asemănătoare, mai expresivă.

Rezultatele cercetării prin procedeul Mélos de-a lungul unui profil sînt prezentate prin curbe de variație a rezistivității aparente pentru patru frecvențe și o secțiune verticală de variație a rezistivității aparente cu adîncimea (fig. 4.71). Calcarele se caracterizează prin rezistivități aparente cu-

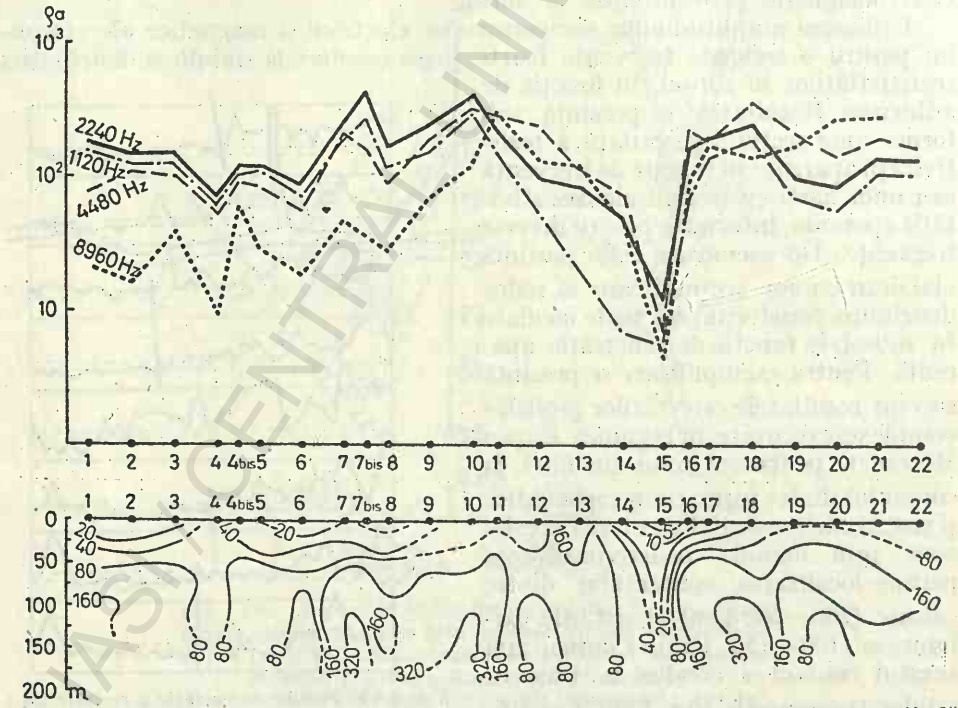



Fig. 4.71. Curbele de variație a rezistivității aparente pentru 4 frecvențe și secțiunea verticală de variație a rezistivității aparente, obținute prin aplicarea procedeului Mélos (după Monjoie).

prinse în intervalul 160—320 Ωm, cu excepția zonelor carstice, în care valorile scad pînă la 80 Ωm. Șisturile cărbunoase, mai conductoare, au rezistivități aparente de 40—60 Ωm. Faliile se individualizează prin contraste de rezistivitate între cele două compartimente sau prin scăderea bruscă a valorilor pînă la 10—20 Ωm, în cazul accidentelor cu circulație de ape subterane.

Exemplul prezentat arată eficiența procedeului Mélos la localizarea faliilor și la stabilirea zonelor carstice din cuprinsul formațiunilor carbonatice. Aceste rezultate au fost obținute într-un sector traversat de o cale ferată. Evident, unele frecvențe de măsură au fost eliminate, dar gama rămasă a fost suficientă pentru rezolvarea problemelor puse prospecțiunii. În acest context se apreciază că procedeul, eventual în varianta Mini-Mélos, care utilizează un echipament portabil și gravimetria de mare detaliu și înaltă precizie, se profilează ca principale metode de investigare a carstului și accidentelor rupturale în interiorul localităților.

*Detectarea golurilor carstice de dimensiuni reduse și a fisurilor.* Aceasta constituie o problemă deosebit de dificilă, nerezolvabilă prin procedeele geofizice uzuale. În ultimul timp, experiențele efectuate au arătat că, în anumite condiții, tehnica Radar poate fi utilizată cu rezultate remarcabile.

Tehnica Radar se bazează pe reflexia și refracția undelor electromagnetice la limita între medii cu proprietăți contrastante. Proprietățile electromagnetice ale mediului depind, în principal, de conductivitatea electrică $\sigma$, constanta dielectrică $\varepsilon$ și permeabilitatea $\mu$. Pentru roci amagnetice sau foarte slab magnetizate, de tipul formațiunilor carbonatice, se poate considera $\mu = \mu_0$ și $\varepsilon = k\varepsilon_0$ (unde $\mu_0$ și $\varepsilon_0$ reprezintă permeabilitatea și respectiv constanta dielectrică a vidului, iar $k$ este constanta dielectrică relativă a rocii). Cîteva valori ale constantei dielectrice și conductivității pentru medii întîlnite în investigarea carstului sînt date în tabelul 4.4, după specialiști de la Academia de științe a R. P. Chineze (1976).

*Tabelul 4.4*

| Mediu | $k$ | $\sigma[(\Omega m^{-1}]$ |
|---|---|---|
| Calcare | 5—11 | $10^{-2}$—$10^{-3}$ |
| Argile | 15—40 | $10^{-1}$—$10^{-2}$ |
| Ape subterane | 81 | $10^{-1}$—$10^{-2}$ |
| Aer | 1 | 0 |

După cum se poate remarca, prezența unor goluri sau fisuri în calcare, indiferent dacă sînt sau nu circulate de ape sau sînt umplute cu material argilos, poate fi semnalată datorită diferențelor notabile de proprietăți electrice.

În acord cu teoria cîmpului electromagnetic, se pornește de la relația fundamentală

$$\gamma = \alpha + j\beta = \omega \sqrt{\mu\left(\varepsilon + j\frac{\sigma}{\omega}\right)} \tag{4.26}$$

de unde rezultă:

$$\alpha = \omega\left[\frac{\mu\varepsilon}{2} \cdot \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\varepsilon^2\omega^2}} + 1\right]^{1/2}$$

$$\beta = \omega\left[\frac{\mu\varepsilon}{2} \cdot \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\varepsilon^2\omega^2}} - 1\right]^{1/2} \tag{4.27}$$

în care $\alpha$ este factorul de fază al undei, $\beta$ coeficientul de atenuare și $\omega$ frecvența unghiulară. Viteza de propagare a undei în mediul respectiv se deduce imediat din expresia

$$v = \frac{\omega}{\alpha}\left[\frac{\mu\varepsilon}{2}\left(\sqrt{1+\frac{\sigma^2}{\varepsilon^2\omega^2}}+1\right)\right]^{-1/2} \tag{4.28}$$

În cazul calcarelor, caracterizate prin conductivități reduse, termenul $\frac{\sigma^2}{\varepsilon^2\omega^2} \ll 1$ și formulele (4.27) și (4.28) capătă forma simplă

$$\alpha \approx \omega\sqrt{\mu\varepsilon} \qquad \beta \approx \frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \tag{4.29}$$

$$v = \frac{\omega}{\alpha}\cdot\frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} = \frac{c}{\sqrt{k}} \tag{4.30}$$

unde $c = 1/\sqrt{\mu_0\varepsilon_0}$ este viteza de propagare a undelor electromagnetice în vid.

Mărimea coeficientului de atenuare $\beta$ are un rol decisiv asupra puterii de penetrație a undelor și prin urmare determină eficiența tehnicii Radar. După cum se constată din formula (4.29), coeficientul de atenuare crește cu conductivitatea, ceea ce arată aplicabilitatea procedeului numai în cazul rocilor caracterizate prin valori neglijabile ale conductivității electrice (calcare, dolomite, sare și unele roci eruptive și metamorfice).

Procedeul prezintă cîteva avantaje în rezolvarea unor probleme de geologie inginerească. Într-adevăr, o zonă anomală poate fi detectată pe baza unui număr redus de date de observație, iar adîncimea de investigare este independentă de dimensiunile suprafeței cercetate. Pe de altă parte, măsurătorile se pot executa și în spații închise (tunele, galerii miniere etc.), iar datele obținute nu sînt perturbate de efecte de relief. Aparatura nu se deosebește principial de sistemele Radar folosite în domeniile aeronautic și militar. Cu toate acestea au fost necesare o serie de modificări, deoarece absorbția rocilor este semnificativ mai mare decît cea a aerului. Schematic, un dispozitiv de emisie-recepție este prezentat în figura 4.72. După cum se poate observa, o parte a undelor electromagnetice transmise prin antena emițătoare se propaga în lungul limitei aer-sol și sosește la antena receptoare în timpul $t_0$. O alta parte străbate mediul *I* și, reflectîndu-se pe suprafața mediului *II*, caracterizat prin proprietăți electromagnetice diferite, ajunge după un timp $t_i$ la antena receptoare. Semnalele recepționate, după ce sînt amplificate, pot fi afișate cu ajutorul unui osciloscop sau înregistrate pe hîrtie fotografică. Distanța dintre punctul de observație și obiectul geologic cercetat se calculează pe baza timpului de sosire al semnalului reflectat.

Figura 4.73 ilustrează rezultatele obținute într-un tunel de cale ferată. În această zonă au fost cartate două tipuri de calcare, caracterizate prin coeficienți diferiți de atenuare. Curba (*1*) este înregistrată în calcare dolomitice, cu un coeficient de atenuare de 0,6 dB/m. Prima reflexie $t_1$ provine de la o fisură umplută cu material argilos, cu lățimea de 10 cm, care intersectează oblic tunelul. A doua reflexie, $t_2$, provine de la suprafața calcarelor. Distanța calculată între tunel și suprafață este de 19,8 m, diferind cu numai 0,8 m față de cea reală. Curba (*2*) este înregistrată în altă zonă a aceluiași

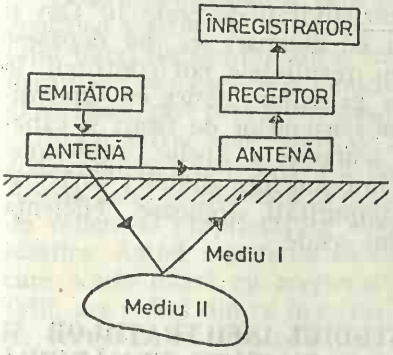



Fig. 4.72. Schema de principiu a dispozitivului Radar (Acad. științe R. P. Chineze, 1976).

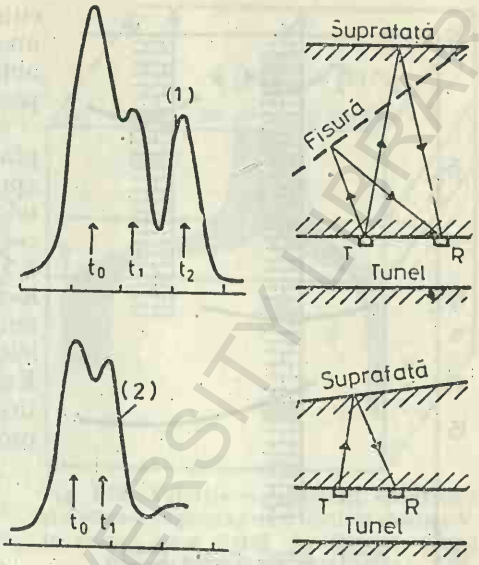



Fig. 4.73. Curbele înregistrate într-un tunel prin tehnica Radar și secțiunile verticale rezultate (Acad. științe R. P. Chineze, 1976).

tunel, unde se dezvoltă calcare negre groase, cu un coeficient de atenuare de 2,5 dB/m. Distanța de la punctul de observație pînă la suprafața reflectatoare este de 10,1 m, după datele înregistrate, în timp ce distanța măsurată topografic este de 9,8 m.

Figura 4.74 indică detectarea unui gol carstic existent sub un tunel de cale ferată. Distanța dintre punctul de observație și suprafața de reflexie, determinată pe baza curbei înregistrate este de 10,9 m, cifră care corespunde

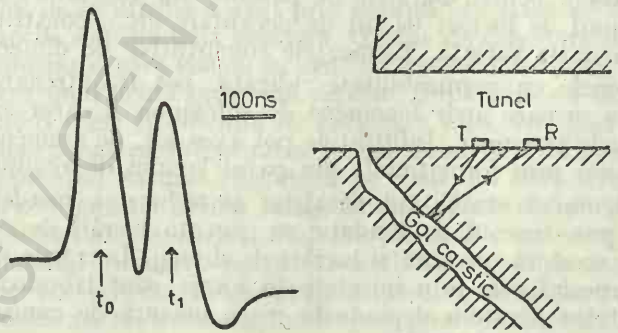



Fig. 4.74. Curba înregistrată într-un tunel prin tehnica Radar și secțiunea verticală obținută (Acad. științe R. P. Chineze, 1976).



BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

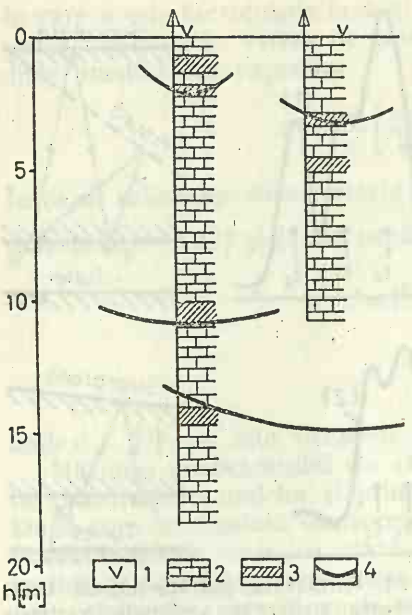



Fig. 4.75. Rezultatele obținute prin tehnica Radar și carotaj mecanic în două foraje săpate în formațiuni carbonatice (Acad. științe R. P. Chineze, 1976); *1* — puncte de observație Radar; *2* — calcare; *3* — gol carstic sau calcar fisurat; *4* — trasecle punctelor de reflexie determinate prin Radar.

cu cea reală. În figura 4.75 se prezintă un alt exemplu, care indică rezultatele obținute prin aplicarea tehnicii Radar în paralel cu informațiile furnizate de foraje.

Deși tehnica Radar nu a fost folosită pînă în prezent pe scară largă se poate aprecia că în cazul calcarelor și dolomitelor cu rezistivități de peste $10^3$ Ωm și coeficienți de atenuare ce nu depășesc 2,5 dB/m, rezultatele pot contribui la localizarea galeriilor carstice cu dimensiuni reduse, sistemelor de fisuri și canalelor de scurgere a apelor subterane. Evident, în cazul formațiunilor carbonatice cu impurități argiloase, eficiența procedeului scade.

## 4.5. STUDIUL INFILTRAȚIILOR ȘI A STABILITĂȚII, URMĂRIREA COMPORTĂRII ÎN TIMP A BARAJELOR, IAZURILOR DE DECANTARE ȘI HALDELOR DE STERIL

Cea mai importantă problemă care apare în cazul diverselor categorii de construcții hidrotehnice este asigurarea stabilității lor. Pierderea stabilității, care conduce la degradarea construcției, poate fi provocată de etanșarea necorespunzătoare a lucrării sau a fundației, urmată de fenomene de infiltrație. Infiltrația apei prin corpul unei construcții hidrotehnice este periculoasă îndeosebi pentru barajele de pămînt sau anrocamente, precum și pentru alte tipuri de lucrări (iazuri de decantare etc.), constituite din materiale cu granulație variată. Elementele constitutive de dimensiuni reduse prezente în zonele cu permeabilitate ridicată, pot fi antrenate de apa de infiltrație și ca urmare apar fenomene de sufoziune, a căror arie de manifestare se extinde progresiv. Infiltrațiile pot avea loc, de asemenea, prin fundația lucrării sau prin formațiunile din patul lacului de acumulare.

Pentru asigurarea stabilității barajelor și reducerea pierderilor de apă de infiltrație prin terenul de fundație se execută lucrări de consolidare și de etanșare a acestora, precum și lucrări de drenaj. Lucrările de etanșare a fundației, în special cele prin injectare în foraje, sînt laborioase și costisitoare; eficacitatea acestora depinde în mare măsură de cunoașterea parametrilor mișcării apei subterane.

O serie de procedee geofizice contribuie la detectarea infiltrațiilor ce se produc prin corpul construcțiilor sau prin terenul de fundație. În funcție de

caracteristicile obiectivului și terenului de fundație pot fi utilizate electrometria, seismometria și mai rar, radiometria și geotermometria, la care se adaugă diverse procedee de carotaj geofizic.

Pentru determinarea prin procedee geofizice a structurii interne a corpului unui baraj de pămînt sau a iazului de decantare se pleacă de la modelul clasic al acestora, care presupune separarea pe verticală a trei zone: zona de aerație, zona capilară și zona saturată (fig. 4.76). Aceste zone se diferențiază din punctul de vedere al proprietăților electrice și elastice. Astfel, rezistivitatea electrică, care scade odată cu creșterea umidității, are valori din ce în ce mai reduse pe verticală, în timp ce viteza de propagare a undelor longitudinale crește odată cu adînimea. Raportul rezistivităților din zonele de aerație și de saturație este cuprins între 5 și 10, cu valori de 500 — 600 Ωm pentru secțiunea superioară și de 40—70 Ωm pentru secțiunea inferioară. Prin aplicarea metodei rezistivităților (SEV sau profilare electrică) se pot calcula adîncimile limitelor de separație dintre cele trei zone și obține totodată unele informații asupra porozității, permeabilității și umidității materialului.

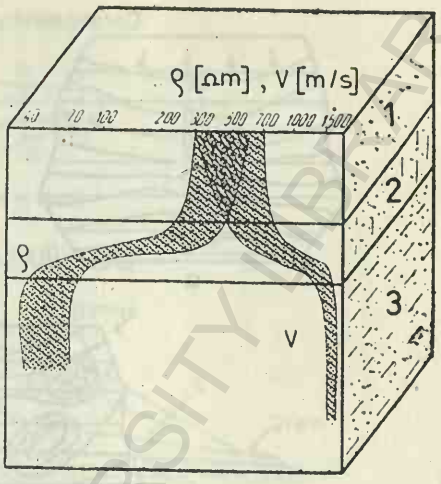



Fig. 4.76. Variația rezistivității electrice ρ și a vitezei de propagare a undelor elastice $V$, în corpul unui baraj de pămînt (după Bogoslavsky și Ogilvy, 1970):
*1* — zonă de aerație; *2* — zonă capilară; *3* — zonă saturată.

Calcule asemănătoare pot fi făcute și pe baza înregistrărilor seismice de refracție, deoarece, în funcție de natura litologică a materialului, viteza de propagare a undelor elastice crește odată cu adîncimea de 2—5 ori.

O categorie aparte de măsurători geofizice surprinde aspectul dinamic al fenomenului de infiltrație a apei prin barajul sau iazul de decantare, precum și prin rocile din fundația acestora. O serie de cercetări au la bază efectul de electrofiltrație, care constă în apariția unor diferențe de potențial electric la curgerea unui lichid printr-un capilar. După cum s-a stabilit, diferențele de potențial cresc în direcția de curgere a apei, iar gradientul de creștere este proporțional cu intensitatea fenomenului de infiltrație. Rezultă că o hartă de potențial natural executată pe unul din obiectivele menționate va reda, prin configurația liniilor echipotențiale, direcțiile și vitezele de scurgere a apelor subterane. În același timp, hărțile de PN servesc și la conturarea zonelor cu material eterogen. Astfel, acumulările locale de material detritic mai grosier se vor reflecta în anomalii de minim ale potențialului natural, în timp ce zonele cu material argilos fin vor produce anomalii pozitive.

Exemple tipice de anomalii ale potențialului natural, generate de infiltrații prin corpul unui baraj sînt prezentate în cele trei imagini din figura 4.77. Cazul *A* corespunde unei infiltrații uniforme prin întreaga secțiune a

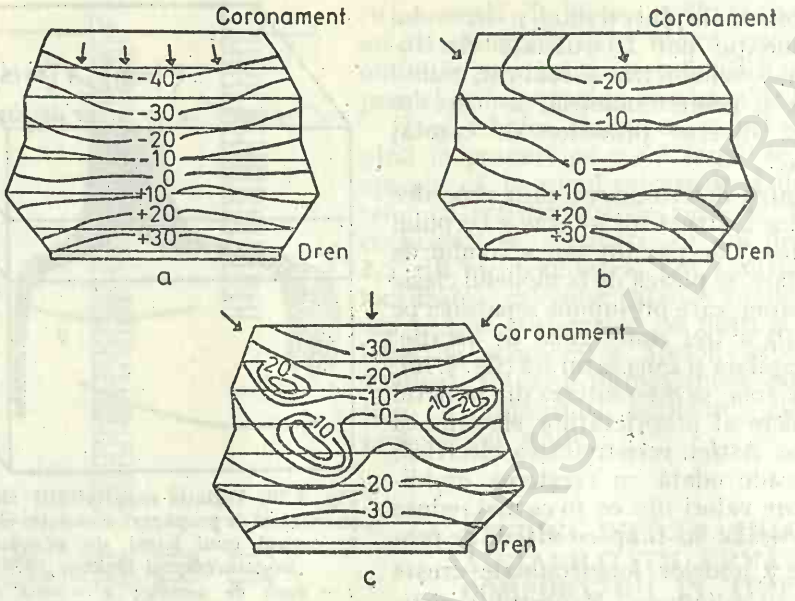



Fig. 4.77. Distribuția valorilor potențialului electric natural pe prismul aval al unui baraj de pământ:

*a* — infiltrații uniforme prin întreaga secțiune a barajului; *b* — infiltrație frontală și prin flancul drept al barajului; *c* — anomalii închise de P.N. determinate de infiltrarea preferențială a apei prin zonele permeabile rezultate ca urmare a eterogenității materialului barajului (după Bogoslavski și Ogilvy, 1970).

barajului. Dacă infiltrația are loc în mod preferențial prin unul din flancuri, imaginea izoliniilor se prezintă ca în cazul *B*. În fine, eterogenitățile de compoziție a masivului de pământ se manifestă pregnant în aspectul hărții, care redă prin izolinii închise domeniile cu litologie și granulometrie diferită cazul *C*.

Un exemplu de aplicare a seismometriei pentru evaluarea gradului de impermeabilitate a miezului de argilă al unui baraj de pământ din Armenia este prezentat în figura 4.78. Măsurătorile au fost executate pe cîteva profile, a căror dispoziție în plan este prezentată în partea superioară a figurii. Lucrările s-au efectuat pe prismul aval, prin două profile longitudinale (*I* și *II*) și trei profile transversale (*III*, *IV*, *V*).

În secțiunea longitudinală a barajului, prezentată în partea inferioară a figurii 4.78 sînt indicate nivelul maxim al acumulării și poziția suprafeței de depresiune proiectate. Prelucrarea înregistrărilor seismice a condus la punerea în evidență a două limite de separație. Ele delimitează trei domenii, caracterizate prin viteze de propagare diferite, și anume: un strat superior relativ subțire de material insuficient compactat, un strat intermediar reprezentînd materialul corespunzător prismului aval, situat însă deasupra suprafeței de depresiune și un strat inferior de material umed, situat sub acest nivel. Din figură rezultă că suprafața de depresiune în prismul aval se află la un nivel superior celui proiectat. Această situație este necorespunzătoare,

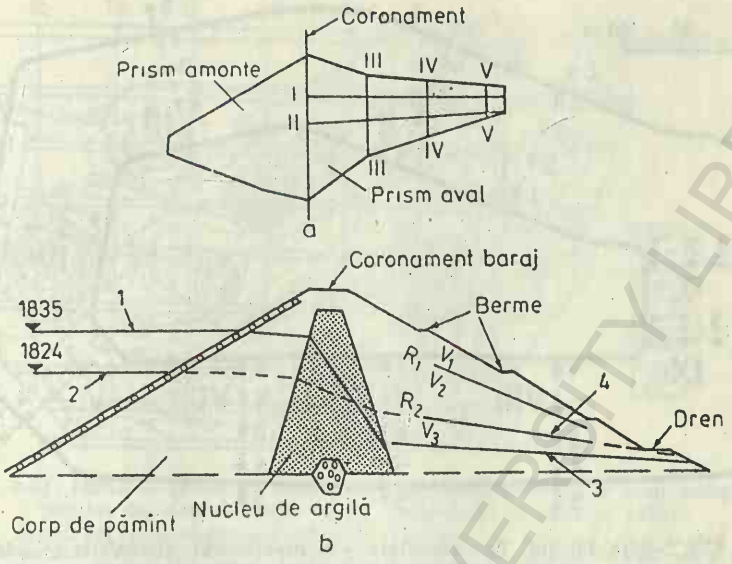



Fig. 4.78. Vedere în plan orizontal (*a*) și secțiune verticală (*b*) pentru cazul unui baraj de pămînt din Armenia (URSS):

*I — V* — profile seismice; *1* — nivelul maxim al apei în rezervor; *2* — nivelul apei în timpul efectuării măsurătorilor; *3* — poziția proiectată a suprafeței de depresiune; *4* — poziția reală a suprafeței de depresiune; $V_1$, $V_2$, $V_3$ — viteze de propagare și limitele de separare $R_1$ și $R_2$ determinate (după Bogoslavski și Ogilvy, 1970).

cu atît mai mult cu cît nivelul apei din acumulare în momentul efectuării măsurătorilor s-a aflat sub cota maximă proiectată. Rezultatele cercetărilor conduc la concluzia că miezul de argilă este într-o oarecare măsură permeabil, dar, în același timp, că permeabilitatea prismului aval este în general redusă. În cazul prezentat este necesară impermeabilizarea miezului și revizuirea drenului pentru a evita situația ca la nivele mai ridicate ale apei din rezervor suprafața de depresiune să se ridice deasupra materialului filtrant.

Un exemplu de cercetare geoelectrică, efectuată pe corpul unui iaz de decantare din România, este prezentat în figura 4.79. În perimetrul iazului au fost executate sondaje electrice verticale, dispuse de-a lungul unor profile, orientate perpendicular pe berme. Măsurătorile au avut ca obiectiv stabilirea poziției suprafeței de depresiune, a variației umidității în corpul iazului, precum și conturarea zonelor de minimă rezistență. Plecînd de la faptul că valorile mici ale rezistivității electrice corespund materialului cu un procent ridicat de umiditate, interpretarea diagramelor SEV a condus la identificarea în profilul taluzelor a mai multor limite ce separă, succesiv, stratul superficial uscat, zona de ridicare ascensională a apei capilare, zona situată sub nivelul de depresiune și, în unele cazuri, rocile din fundamentul iazului. S-a constatat că, pe alocuri, partea superioară a fundamentului iazului prezintă o conductivitate ridicată, fapt care presupune existența în aceste sectoare a unui drenaj direct prin roca de bază (fig. 4.80).

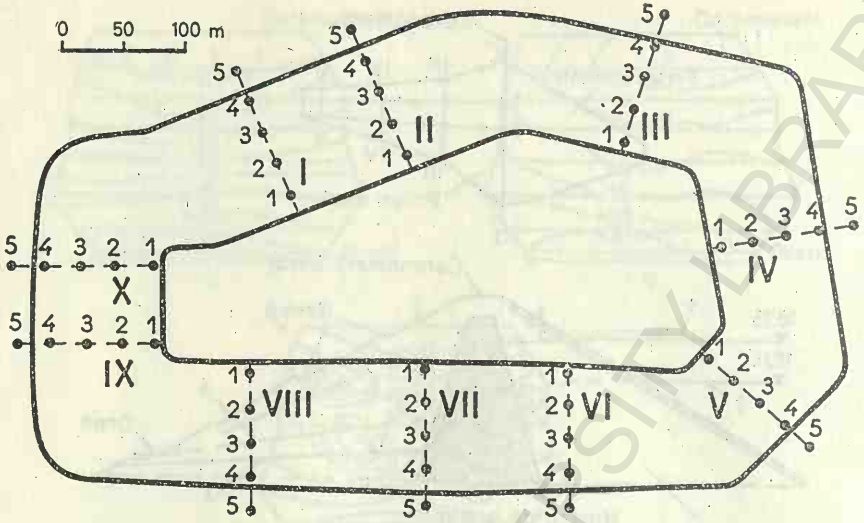



Fig. 4.79. Schița iazului de decantare cu amplasarea sondajelor electrice verticale (după Paucă et al., 1972).

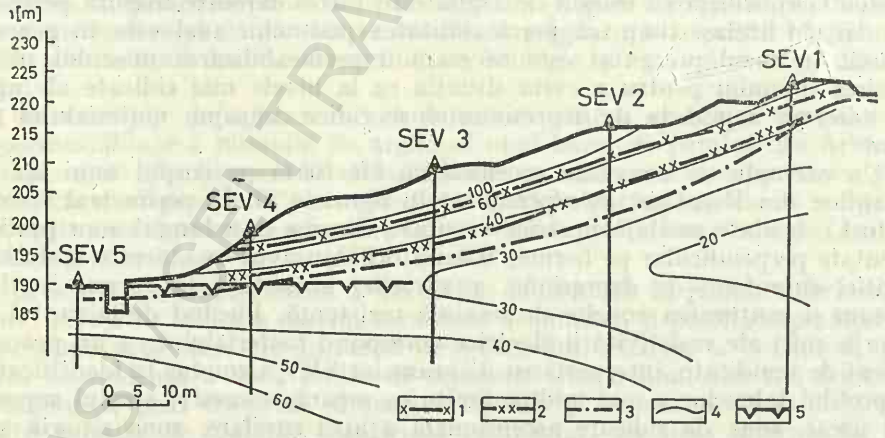



Fig. 4.80. Secțiune verticală de rezistivitate aparentă orientată transversal pe taluzul unui iaz de decantare (după Paucă et el., 1972). Limita *1* reprezintă baza zonei de aerație iar limita *2* separă zona capilară de zona saturată, limite determinate din datele SEV. Limita *3* marchează nivelul piezometric din datele de foraj. *4* — curbe de $\rho_a$ [Ωm], *5* — patul iazului.



BCU SIBIU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

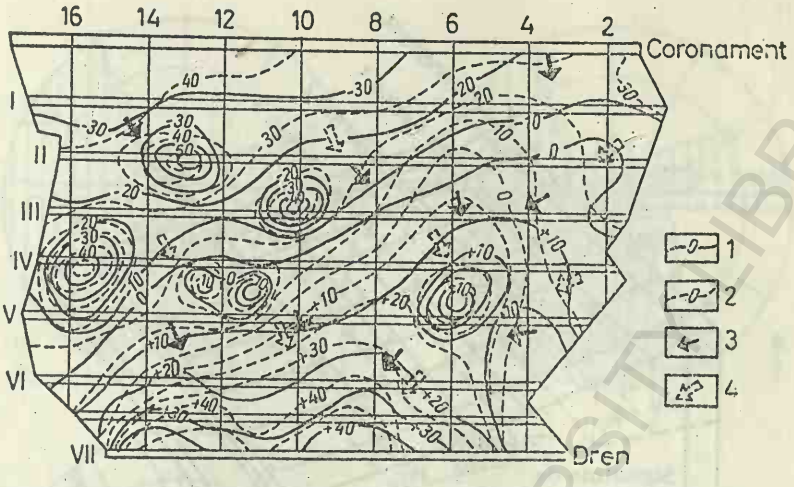



Fig. 4.81. Hartă de potențial natural PN pe prismul aval al unui baraj de pămînt din Asia Centrală (după Bogoslavski și Ogylvy, 1970):

*1* — izolinii PN corespunzătoare nivelului minim al apei în rezervor; *2* — izolinii PN corespunzătoare nivelului maxim al apei în rezervor; *3* — direcții de infiltrare a apei la cota minimă a acumulării; *4* — direcții de infiltrare a apei la cota maximă.

Măsurători combinate de PN și de rezistivitate au fost efectuate pe prismul aval al unui baraj din Asia centrală (Bogoslavski și Ogilvy, 1970), în scopul determinării zonelor cu infiltrații. Măsurătorile au fost efectuate atît în perioade de nivel minim, cît și în perioade de nivel maxim ale apei din rezervor. Rezultatele măsurătorilor de PN sînt reproduse în figura 4.81. Configurația curbelor de egal potențial sugerează prezența unor fenoemene de infiltrație atît frontal, cît și în vecinătatea versanților. Modificarea izoliniilor, odată cu creșterea nivelului apei în rezervor, arată că la niveluri ridicate un rol important în procesul de infiltrație revine versantului drept.

Anomaliile închise, care corespund zonelor cu material eterogen și cu granulometrie diferită, nu-și modifică în general dimensiunile odată cu ridicarea nivelului în bazinul de retenție. Excepție face anomalia de pe berma *II*, în sectorul vestic, a cărei arie se extinde de 1,5 ori în cazul măsurătorilor executate în a doua etapă. Acest rezultat a sugerat existența unui proces de sufoziune intensivă, fapt care a dus la decizia executării unor lucrări de impermeabilizare locală. De altfel, intensitatea procesului de sufoziune, exprimată prin intermediul cantității de material fin $Q$ antrenat în timpul infiltrației în unitatea de timp, depinde de amplitudinea anomaliei de PN, $V_f$ și de suprafața acesteia S conform relației empirice

$$Q = F \cdot V_f \cdot S \qquad (4.31)$$

unde $F$ este un coeficient de proporționalitate.

Configurația liniilor echipotențiale sugerează aspectul suprafeței de depresiune. Această concluzie de ordin calitativ este confirmată și completată cantitativ de datele obținute prin interpretarea curbelor SEV din zona bermelor prismului aval (fig. 4.82).

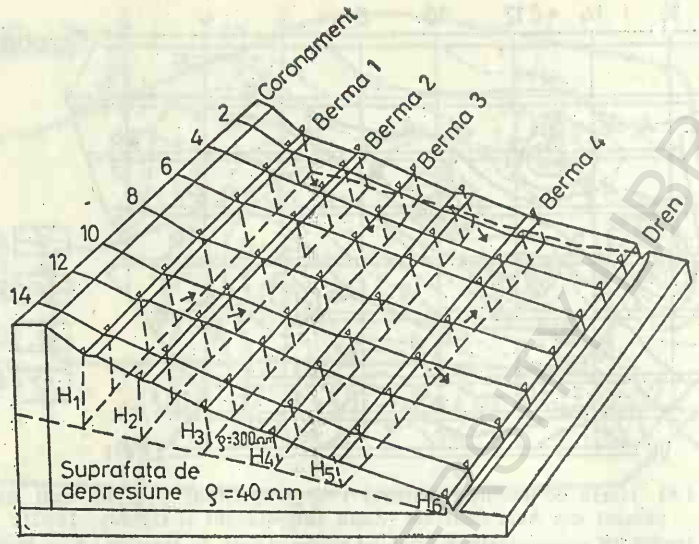



Fig. 4.82. Secțiune geologică printr-un baraj de pămînt din Asia Centrală, prezentată sub forma unui bloc-diagrame. Suprafața de depresiune determinată și direcțiile de infiltrație a apei marcate prin săgeți corespund nivelului maxim a apei din rezervor (după Bogoslavsky și Ogilvy, 1970).

Zonele susceptibile la infiltrații, precum și direcția și viteza de curgere a apei pot fi determinate prin folosirea trasorilor chimici sau radioactivi, care se introduc într-un foraj executat în axa barajului sau în apropierea sa, precum și a metodei corpului încărcat, descrisă în § 4.2.

La un baraj de pămînt din țara noastră, atunci cînd nivelul de retenție la prima umplere a ajuns la cota maximă, s-au constatat infiltrații pe versantul stîng al barajului, la aproximativ 30 m în aval. Cercetările preliminare efectuate au condus la ipoteza că infiltrațiile se produc în principal la contactul dintre miezul de etanșare, alcătuit din argilă, și pintenul de etanșare, din beton, de pe malul stîng. De altfel, măsurătorile de rezistivitate electrică au evidențiat o zonă cu valori minimale, situată în apropierea umărului stîng al barajului. Pentru elucidarea problemei s-a apelat la metoda corpului încărcat, executîndu-se în acest scop un foraj în vecinătatea zonei menționate. Măsurătorile de rezistivitate prin acest procedeu s-au efectuat în trei etape : înaintea pompării soluției de NaCl în foraj (etapa I), la două ore după pompare (etapa II) și la cinci ore de la începutul operațiunii (etapa III). În toate etapele, măsurătorile au fost executate în aceleași puncte, dispuse pe patru cercuri concentrice de raze 1, 2, 5 și 7 m, în jurul locației forajului. Rezultatele măsurătorilor sînt prezentate grafic în figura 4.83.

Analiza comparativă a hărților cu izoohme obținute oferă o imagine clară a circulației apei prin corpul barajului. Harta cu izoohme, întocmită în etapa I, prezintă distribuția zonelor conductoare (mai umede) și a celor rezistive, înainte de introducerea saramurei în foraj. După cum se observă, zona conductoare, delimitată arbitrar de izoliniile de 100 și 500 Ωm, se localizează pe pris-

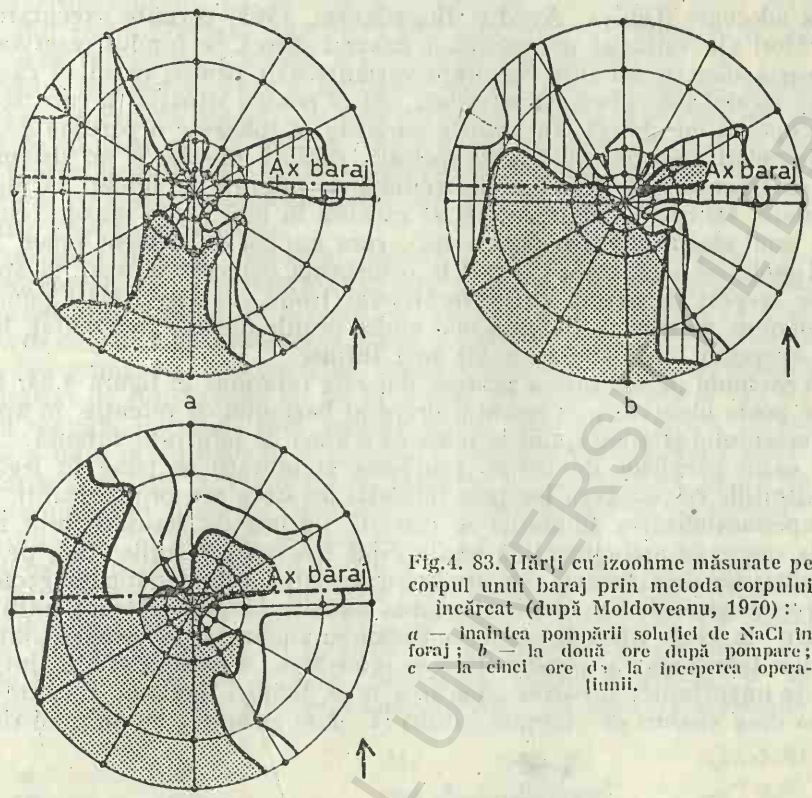



Fig. 4. 83. Hărți cu izoohme măsurate pe corpul unui baraj prin metoda corpului încărcat (după Moldoveanu, 1970):
*a* — înaintea pompării soluției de NaCl în foraj; *b* — la două ore după pompare; *c* — la cinci ore de la începerea operațiunii.

mul amonte și nu depășește axul barajului. În etapa a II-a se constată o lărgire a zonei conductoare, iar în etapa a III-a, ea depășește axa barajului și se deschide în aval către versantul stîng. Acest rezultat dă indicații asupra infiltrației apei sărate prin miezul de argilă. Lucrările de impermeabilizare, efectuate ulterior în zona cercetată prin injecții în foraje, au redus infiltrațiile la valori minime.

Vitezele de infiltrație pot fi obținute în cazul marcării chimice a apei dintr-un foraj și prin măsurarea rezistivității electrice a apei, la diferite intervale de timp. Se poate arăta (Bogoslavski și Ogilvy, 1970) că viteza de infiltrație $v$ poate fi determinată pe baza concentrațiilor electrolitului $c_1$ și $c_2$, măsurate la momentele $t_1$ și $t_2$, din relația

$$v = \frac{1{,}181d}{mP(t_2 - t_1)} \cdot \log \frac{c_1 - c_0}{c_2 - c_0} \tag{4.32}$$

în care $d$ este diametrul forajului, $c_0$ concentrația inițială a electrolitului, iar $P$ și $m$ sînt respectiv, porozitatea și coeficientul de permeabilitate, stabilite pe cale experimentală.

Cercetările geofizice pot contribui și la evidențierea infiltrațiilor prin patul bazinului de retenție. Utilizarea unei aparaturi speciale și a unei meto-

dologii adecvate (Ogilvy, Ayed și Bogoslavski, 1969) permite executarea de măsurători ale variației potențialului natural direct pe fundul rezervorului. În această direcție au fost elaborate variante atît pentru cazul în care suprafața lacului este liberă și accesibilă, cît și pentru situația în care aceasta este acoperită cu gheață. În ambele variante se folosește o pereche de electrozi impolarizabili de construcție specială, cabluri, precum și un sistem mecanic de tractare a cablului și electrodului de măsură pe fundul lacului de acumulare. De obicei, măsurătorile se execută în mai multe sensuri, cu păstrarea unui electrod într-o poziție fixă, care are rol de element reper. Electrodul mobil se amplasează inițial la o distanță oarecare de mal, și apoi se apropie treptat de acesta cu ajutorul unui troliu. Pentru același punct de staționare de pe mal, se execută mai multe profile dispuse în evantai, în vederea acoperirii unei suprafețe cît mai întinse.

Un exemplu de aplicare a procedeului este reprodus în figura 4.84. După cum se poate observa, pe versantul drept al bazinului de retenție, în apropierea versantului și a barajului se remarcă o zonă de infiltrație intensă.

În cazul barajelor de beton, problema stabilității se pune în legătură cu infiltrațiile ce pot avea loc prin fundația acestora sau prin versanți. Pentru impermeabilizarea fundației se execută voaluri de etanșare prin injectare de suspensie apă-ciment în foraje. Sînt frecvente cazurile cînd, pe anumite intervale de adîncime, ca urmare a variației caracteristicilor geologice și hidrogeologice ale terenului, etanșarea nu este corespunzătoare, rezultînd „ferestre" în voal. Efectele acestora trebuiesc analizate, în vederea stabilirii măsurilor tehnologice și constructive de remediere. Asemenea studii sînt deosebit de importante, deoarece aplicarea unor tehnici moderne permite executarea unor voaluri de etanșare subțiri (1—2 m grosime), cu un grad ridicat

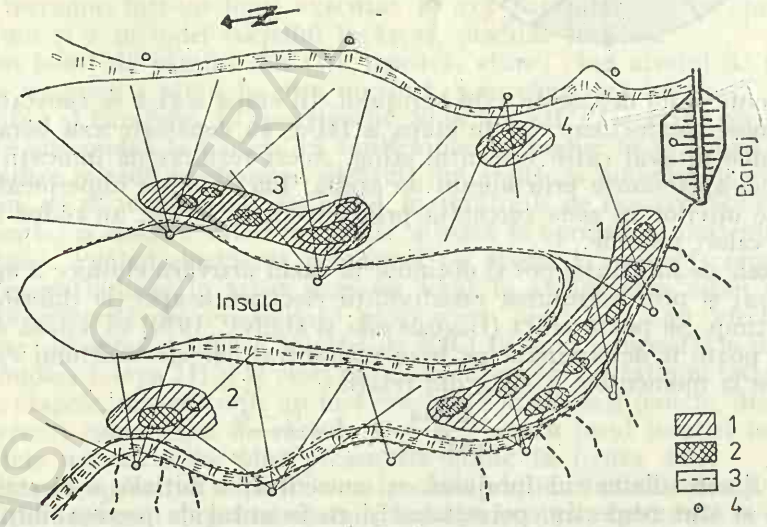



Fig. 4.84. Localizarea zonelor cu infiltrație de apă prin patul bazinului de retenție a unei acumulări (după Ogilvy et al., 1969):
*1* — zone de infiltrație; *2* — zone de infiltrație intensă; *3* — căi de infiltrație a apei prin versanți; *4* — puncte de staționare a instalației de măsură.

de impermeabilizare. La nivelul posibilităților tehnice actuale, aceste lucrări sînt realizabile prin folosirea unei game largi de materiale de injectare și a unor tehnologii adecvate (ex. metoda Solétanche).

Pentru controlul calității lucrărilor de injectare, metodele geofizice se aplică fie în puncte discrete, în vederea obținerii unor informații asupra gradului de etanșare pe arii limitate, fie prin procedee care furnizează date privind funcția perdelei de injecție în ansamblu. Dintre metodele ce se încadrează în prima categorie menționăm procedeul diluării trasorului și procedeul infiltrării prin suprapresiune.

Procedeul diluării trasorului presupune introducerea soluției de NaCl, de concentrație și rezistivitate cunoscute, într-un foraj. Modificarea ulterioară a concentrației și respectiv a rezistivității în profilul forajului va depinde de viteza de curgere a apei subterane și deci de permeabilitatea rocilor din diversele zone. Determinarea concentrației indicatorului este realizată periodic, prin măsurători de rezistivitate cu un dispozitiv de electrozi mobil sau fix.

În metoda injectării prin suprapresiune, prin introducerea în gaura de sondă a unui lichid marcat se creează o presiune suplimentară, dată de denivelarea artificială $S$. Pierderea de apă în diferitele zone ale găurii de sondă se determină din viteza de circulație pe verticală a limitei de separare dintre apa din foraj și lichidul marcat.

Metodele descrise au fost utilizate pentru identificarea zonelor permeabile într-un foraj săpat în fundația construcției hidrotehnice Opatovice din Cehoslovacia (Tkany și Valtr, 1971). În figura 4.85 sînt redate în paralel: curba de cavernocarotaj, diagramele de variație a rezistivității la diferite nivele în timp (metoda diluării trasorului), timpii de parcurs pe verticală (metoda injectării prin suprapresiune) a limitei de separare a soluțiilor pen-

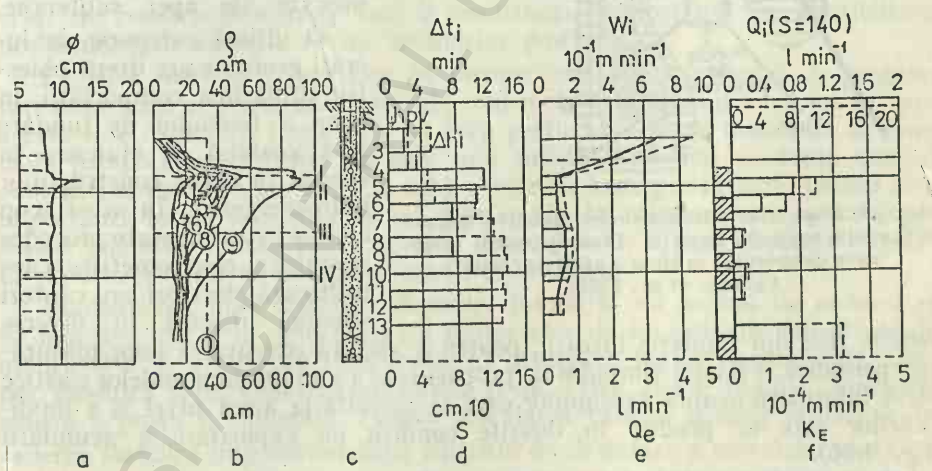



Fig. 4.85. Identificarea zonelor permeabile într-un foraj prin procedeul diluării trasorului și procedeul injectării prin suprapresiune (după Tkany și Valtr, 1971):

*a* — curba de cavernocarotaj; *b* — diagrame de variație a rezistivității la diferite nivele în timp; *c* — poziția electrozilor în foraj; *d* — timpii de parcurs pe verticală a limitei de separare a soluțiilor (curba plină) și denivelările $S$ corespunzătoare (curba punctată); *e* — viteza de coborîre $W_i$ a limitei de separare a soluțiilor (curba plină) și debitul total $Q$ (curba punctată); *f* — debitele parțiale $Q_i$ pe intervale (curba plină) și coeficienții de permeabilitate $K_E$ (curba punctată).

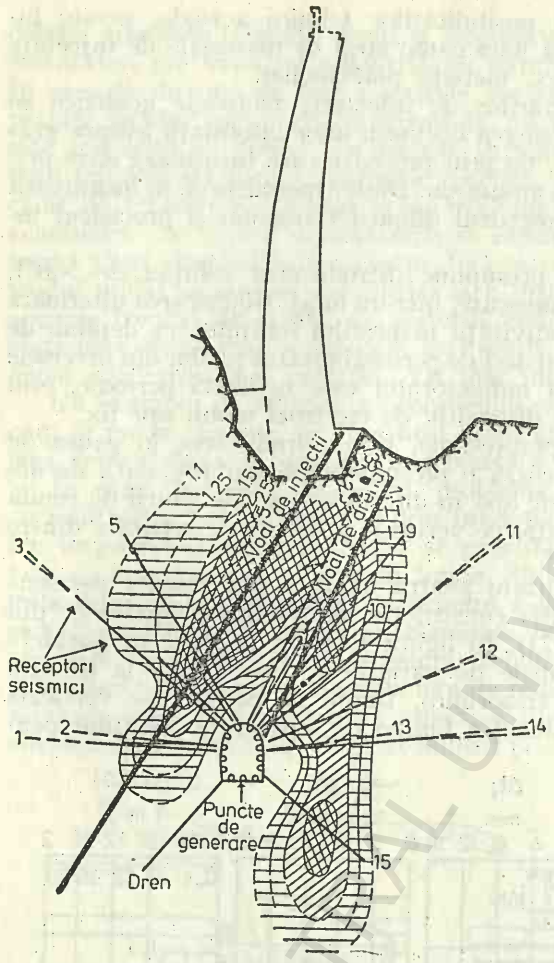



Fig. 4.86. Dispozitive seismice și electrometrice dispuse în fundația barajului Gage II (Franța) pentru urmărirea comportării în timp a acesteia (după Fauroux et al., 1968).

tru diferite intervale din profilul găurii de foraj și denivelările $S$ corespunzătoare. Interpretarea combinată a acestor date conduce la stabilirea vitezelor de deplasare pe verticală a limitei de separare, debitului total de apă infiltrată și, în final, a debitelor parțiale în diferite porțiuni ale găurii de sondă și a coeficienților de permeabilitate corespunzători.

Pentru studiul calității perdelei de injecție în ansamblu, metoda aplicată este urmărirea evoluției unor trasori între 2 sau mai multe foraje situate de o parte și de alta a perdelei. Măsurătorile se efectuează pe probe de apă extrase din foraje la diferite intervale de timp sau (în cazul trasorului NaCl) prin aplicarea metodei corpului încărcat, urmărind de la suprafață, prin ridicarea liniilor echipotențiale, direcțiile de mișcare ale apei subterane.

O ultimă categorie de lucrări geofizice are drept obiectiv urmărirea comportării în timp a terenului de fundare și a voalului de etanșare în special în cazul construcțiilor hidroenergetice. În acest scop au fost experimentate procedee seismice și electrometrice, care utilizează electrozi sau captori seismici dispuși în diverse puncte fixe din fundația lucrării, pentru a asigura executarea unor măsurători periodice. Variația timpului de propagare și a amplitudinii undelor elastice oferă informații asupra presiunilor care se exercită la acest nivel și a modificărilor care se produc în diferite condiții de exploatare a acumlării (fig. 4.86).

Variațiile de rezistivitate pot fi puse în legătură cu amploarea infiltrațiilor prin terenul de fundare. În final, datele electrometrice sînt corelate cu cele seismometrice rezultînd o imagine sugestivă a fenomenelor ce afectează fundația marilor construcții hidroenergetice.

# 5. CERCETAREA GEOFIZICĂ ÎN PROBLEME TEHNICE SPECIALE

## 5.1. IDENTIFICAREA ȘI LOCALIZAREA OBIECTELOR METALICE ÎNGROPATE

Amploarea și ritmul intens de execuție a construcțiilor industriale și civile din ultimile decenii au condus la necesitatea rezolvării unor probleme legate de lucrările pregătitoare aferente. Între acestea, un loc aparte îl ocupă identificarea și localizarea obiectelor metalice îngropate, cum ar fi corpuri explozibile necunoscute, rămase din cele două războaie mondiale în diferite perimetre în care este prevăzută amplasarea de noi unități economice sau sociale, conducte sau cabluri pe al căror traseu urmează să se realizeze lucrări de construcții-montaj etc. O contribuție importantă în soluționarea problemelor menționate revine metodelor geofizice.

La baza metodelor geofizice de prospecțiune stă contrastul de proprietăți fizice care se realizează între obiectul metalic și mediul adiacent în care acesta este cantonat. Pentru ca un corp perturbant să se manifeste în anomalii geofizice concludente nu este însă suficientă numai existența acestui contrast, ci este necesar ca el să aibă o mărime corespunzătoare (uneori este importantă forma și orientarea sa) și să se afle la adîncimi care să nu depășească anumite limite. Toate acestea determină în ultimă instanță capacitatea de rezoluție a metodelor geofizice utilizate.

Evidențierea unei anomalii depinde, totodată, nu numai de ordinul ei de mărime, dar și de sensibilitatea mijloacelor de investigație folosite și de intensitatea și gradul de intervenție al diverșilor factori perturbanți, care pot modifica rezultatele măsurătorilor și ale căror efecte trebuie cunoscute pentru a putea fi eliminate. Pentru elucidarea tuturor acestor probleme, în vederea stabilirii unei metodologii eficiente de detectare a obiectelor metalice îngropate, au fost efectuate cercetări experimentale într-o serie de perimetre cu o mare varietate a condițiilor fizico-geologice de aplicare a metodelor geofizice, adaptînd în acest scop aparatura destinată inițial prospecțiunii miniere la noile situații ivite.



BCU Cluj / Central University Library

*Tabelul 5.1.* **Proprietățile electrice și magnetice ale unor metale**

| Metalul | Rezistivitatea electrică $\rho(\Omega m)$ | Permeabilitatea magnetică $\mu(H/m)$ |
|---|---|---|
| Fier | $0{,}13 \cdot 10^{-6}$ | $250 - 7\,000 \cdot 4\pi \cdot 10^{-7}$ |
| Cupru | $0{,}178 \cdot 10^{-7}$ | $\approx 4\pi \cdot 10^{-7}$ |
| Aluminiu | $0{,}29 \cdot 10^{-7}$ | $\approx 4\pi \cdot 10^{-7}$ |

Principalul contrast de proprietăți fizice care se realizează între obiectele metalice îngropate și mediul adiacent este cel referitor la rezistivitatea electrică și permeabilitatea magnetică. În tabelul 5.1 se prezintă valorile acestor parametri pentru cîteva metale mai des întîlnite sub formă de obiecte îngropate. Din tabel se observă că față de rezistivitatea de 25—150 Ωm a depozitelor superficiale, care constituie în general mediul în care sînt localizate corpurile, aceste metale prezintă rezistivități de circa $10^9$ ori mai mici. Fierul posedă totodată o permeabilitate magnetică de cîteva sute de ori mai mare.

Proprietățile arătate constituie baza fizico-geologică de aplicare a metodelor geofizice de prospectare a corpurilor metalice îngropate și, în principiu, orice metodă capabilă să pună în evidență distribuția în spațiu a unuia dintre parametrii amintiți poate fi utilizată la identificarea și localizarea lor.

*Metoda fenomenelor electromagnetice tranzitorii (MFEMT)* face parte din categoria metodelor inductive, dar se deosebește de metodele clasice care utilizează cîmpuri electromagnetice armonice prin faptul că permite măsurarea efectului anomal „curat" în absența influenței cîmpului primar, oferind totodată un volum mult mai mare de informații care se pot obține din analiza fenomenelor tranzitorii. La baza aplicării acestei metode stă contrastul de proprietăți fizice, respectiv rezistivitatea electrică și permeabilitatea magnetică, dintre corpurile metalice și mediul adiacent (Wait, 1951).

Principiul de măsură al metodei fenomenelor electromagnetice tranzitorii este ilustrat în figura 5.1. O spiră este parcursă de impulsuri de curent de formă dreptunghiulară, care se succed cu o anumită frecvență (fig. 5.1, *b*). Impulsurile de curent generează un cîmp magnetic primar a cărui distribuție este materializată în figura 5.1, *a* prin linii pline. În momentul întreruperii brusce a cîmpului magnetic, în partea superficială a corpurilor conductoare apar curenți electrici turbionari, a căror valoare și distribuție tind să conserve în interiorul acestora cîmpul magnetic inițial. Curenții turbionari pătrund cu timpul în profunzimea conductorului, atenuîndu-se datorită pierderilor termice. Cîmpul magnetic secundar al curenților turbionari (liniile întrerupte din fig. 5.1, *a*) generează în aceeași spiră o f.e.m. a cărei amplitudine și descreștere în timp este determinată atît de forma, dimensiunile, adîncimea de situare și proprietățile electrice și magnetice ale corpului conductor, cît și de poziția și caracteristicile geometrice și de timp ale sursei cîmpului primar.

Mărimea măsurată este reprezentată prin amplitudinea f.e.m. tranzitorii care apare în spiră pentru un anumit timp de eșantionare $t_x$ de la întreruperea impulsurilor de curent, normată la valoarea intensității acestuia :

$$Z(t_x) = \mathcal{E}(t_x)/I \quad [\mu V/A]$$

Studiile pe modele teoretice și fizice au arătat că parametrul $Z(t)$ are o dependență foarte complicată de geometria modelului și de proprietățile

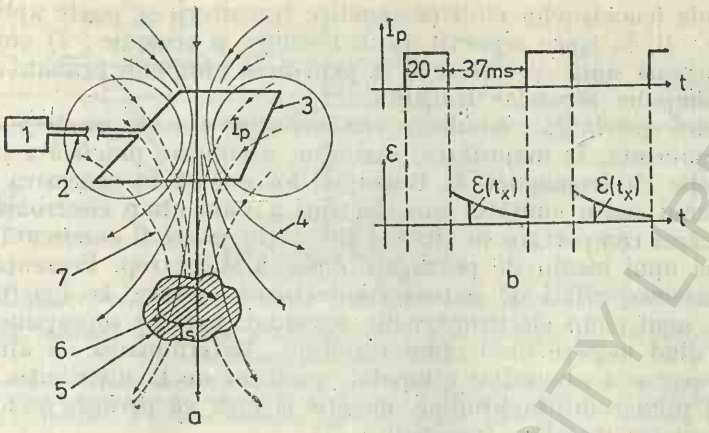



Fig. 5.1. Schema de principiu a metodei fenomenelor electromagnetice tranzitorii:

*a* — cuplajul electromagnetic dintre senzor și obiectul metalic; *1* — aparatura de măsură; *2* — cablu de conexiune; *3* — spiră (senzor); *4* — cîmpul magnetic primar; *5* — obiect metalic; *6* — curentul electric turbionar; *7* — cîmpul magnetic secundar; *b* — diagramele impulsurilor de curent de excitație ce parcurg spira și impulsurile f.e.m. tranzitorii datorate obiectului metalic.

electrice și magnetice ale obiectului perturbant (Iakubovski, 1963; Velikin et al., 1967).

În prezența unui conductor local, în special dacă acesta este mai mic decît dimensiunea senzorului, valoarea $Z(t)$ poate fi aproximată de formula

$$Z(t) = Ke^{-t/\tau}, \tag{5.1}$$

în care $K$ este un coeficient care depinde de caracteristicile geometrice și electrice ale senzorului și corpului conductor, de dispunerea lor reciprocă, iar $\tau$ de conductivitatea electrică, permeabilitatea magnetică și dimensiunile obiectului conductor. Pentru corpuri de formă sferică $\tau = \mu a^2/\rho\pi^2$ (unde $a$ este raza sferei, iar $\rho$ — rezistivitatea ei).

Din formula prezentată se observă că viteza de atenuare a lui $Z(t)$ este cu atît mai mică, cu cît dimensiunea corpului este mai mare. Trebuie menționat că mărimea coeficientului $K$ scade foarte repede cu adîncimea de situare a corpului metalic.

Pentru a exemplifica descreșterea rapidă a mărimii $Z(t)$ cu creșterea adîncimii de localizare a obiectului metalic în tabelul 5.2 sînt prezentate valorile lui $Z(1\ \text{ms})$ pentru diverse adîncimi de localizare ale unui cilindru metalic cu diametrul de 52 cm, lungimea de 42 cm și grosimea peretelui de 4 cm.

*Tabelul 5.2.* **Atenuarea lui $Z(t)$ cu adîncimea** (după Romanescu și Stoica, 1976)

| Atenuarea $\left[\frac{\mu V}{A}\right]$ | 26 000 | 1 900 | 240 | 63 | 25 |
|---|---|---|---|---|---|
| Adîncimea, [m] | 0,2 | 0,6 | 1,0 | 1,5 | 1,9 |



BCU IAȘI UNIVERSITY LIBRARY

Metoda fenomenelor electromagnetice tranzitorii se poate aplica în două variante : 1) cu spire separate pentru emisie și recepție ; 2) comună, cînd una și aceeași spiră servește atît la generarea cîmpului primar, cît și la recepția cîmpului secundar tranzitoriu.

*Metodele geoelectrice bazate pe cîmpuri armonice* de joasă și înaltă frecvență reprezintă, în majoritatea cazurilor, o aplicare practică a fenomenului de inducție electromagnetică. Principiul lor constă în generarea prin intermediul unui cadru emițător sau electrozi a unui cîmp electromagnetic primar, a cărui comportare în timp și în spațiu poate fi cunoscută în ipoteza existenței unui mediu de propagare omogen și izotrop. Prezența în subsol a unei neomogenități de natură conductoare conduce la apariția prin inducție a unui cîmp electromagnetic secundar, care se suprapune la cîmpul primar, dînd naștere unui cîmp rezultant. Determinarea cu ajutorul unui cadru receptor a abaterilor cîmpului rezultant de la distribuția normală a cîmpului primar în amplitudine, direcție și fază va permite astfel evidențierea obiectelor metalice îngropate.

În funcție de domeniul de frecvență ales, metodele geoelectrice de cîmpuri armonice se împart în două grupe :

— metode electromagnetice propriu-zise, inductive (de tip Slingram) sau conductive (de tip Turam), a căror frecvență, considerată joasă, depășește rareori 1 000 Hz (domeniul audio) ;

— metode radioelectrice, care lucrează cu frecvențe înalte, de ordinul kHz sau MHz (domeniul radio).

*Metodele magnetice* pot fi utilizate doar la prospectarea obiectelor metalice feromagnetice, care se reflectă la suprafața solului prin anomalii ale distribuției cîmpului magnetic. Caracteristicile acestor anomalii (intensitate, extindere) sînt determinate de volumul, adîncimea și poziția corpurilor metalice perturbante. Întrucît aceste obiecte au în general dimensiuni mici și sînt situate în imediata apropiere a suprafeței solului, se preconizează utilizarea micromagnetismului ca tehnică de cercetare. Pentru a se obține informații cît mai exacte despre corpurile feromagnetice din subsol este necesar ca în zona cercetată să nu existe roci cu proprietăți magnetice intense, capabile să genereze pseudoanomalii. Aplicabilitatea metodelor magnetice de investigație este limitată adesea de intervenția unor surse perturbatoare : căi ferate, clădiri relativ învecinate, garduri de beton armat, instalații și utilaje metalice în mișcare etc.

În cazuri favorabile (corpuri de dimensiuni mari, concentrări de astfel de corpuri în diferite zone ale spațiului investigat, mediu adiacent omogen din punctul de vedere al proprietăților electrice) poate fi folosită și metoda rezistivităților la identificarea și localizarea obiectelor metalice îngropate.

Metodele menționate, testate în probleme întrunind o mare diversitate de condiții, au condus la stabilirea metodologiei optime de cercetare geofizică a obiectelor metalice îngropate. În cadrul acestor cercetări ponderea principală o dețin cele geoelectrice, în special prin metodele fenomenelor electromagnetice tranzitorii și inducției electromagnetice.

Lucrările geofizice de identificare și localizare a obiectelor metalice îngropate se realizează cu aparaturi utilizate în mod curent în practica pros-

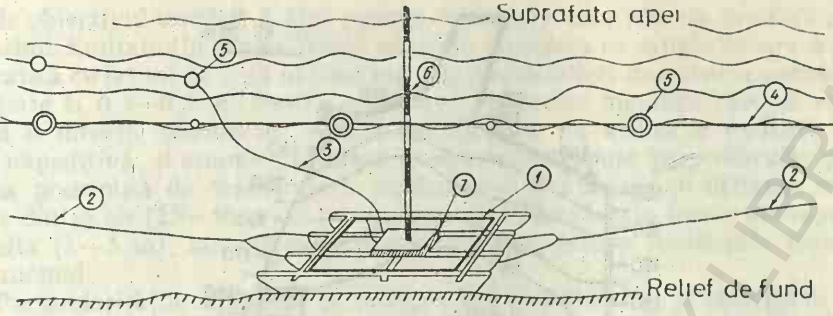



Fig. 5.2. Schema senzorului electromagnetic și a modului de lucru (după Romanescu și Stoica, 1976):

*1* — senzorul electromagnetic; *2* — coardă pentru tractarea senzorului; *3* — cablu de legătură dintre aparatura de măsură și senzor; *4* — coardă de măsură a distanțelor; *5* — flotoare; *6* — jalon pentru reperarea centrului senzorului; *7* — lest.

pecțiunii pentru minereuri. Dintre acestea, în domeniul cercetărilor geoelectrice au fost folosite cu precădere aparaturile bazate pe fenomenul inducției electromagnetice MPPO-1 de proveniență sovietică și SE-300 și 700 produse de firma canadiană Scintrex. Pentru realizarea cercetărilor magnetice s-au utilizat magnetometre protonice.

Întrucît obiectele metalice îngropate se caracterizează în general prin dimensiuni reduse și adîncimi de situare relativ mici, o problemă importantă o constituie adaptarea aparaturii geofizice destinate prospecțiunii pentru minereuri la condițiile de lucru impuse. O atenție deosebită trebuie acordată în acest sens metodelor inductive, în special realizării senzorilor electromagnetici care să răspundă cerințelor respective. În figura 5.2 prezentăm ca exemplu un senzor electromagnetic construit pentru cercetările geofizice efectuate în zona șantierului portului pescăresc Tripoli (Libia). Senzorul este constituit dintr-un cadru inductiv de formă patratică cu latura de 84 cm și conține 40 de spire. Legătura dintre cadrul inductiv și aparatură s-a făcut printr-un cablu bifilar lung de 120 m. Rezistența electrică a cadrului și cablului de legătură a fost de 7 Ωm. În figura 5.3 este arătată adîncimea de investigație pentru două obiecte metalice cu caracteristici geometrice diferite, ca rezultat al experimentărilor efectuate cu acest senzor.

Rețeaua de puncte de observație trebuie aleasă în func-

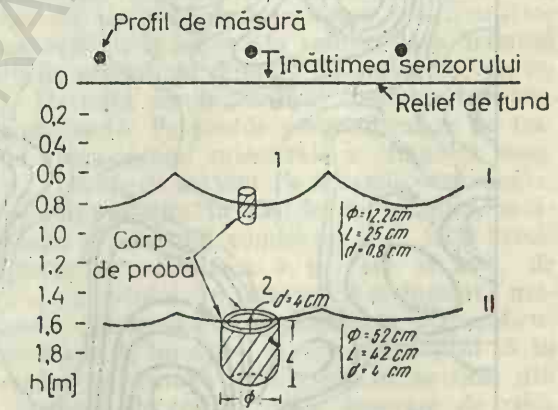



Fig. 5.3. Variația adîncimii de investigație a senzorului electromagnetic în funcție de dimensiunile corpului perturbant (după Romanescu și Stoica, 1976):

*I* — suprafața pînă la care poate fi detectat corpul *1*; *II* — suprafața pînă la care poate fi detectat corpul *2*.

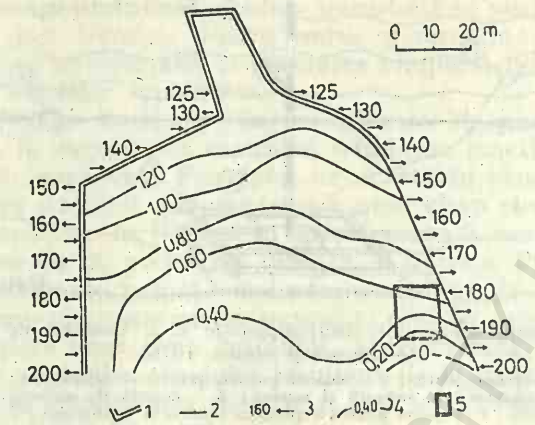



Fig. 5.4. Planul topografic al portului pescăresc Tripoli:

*1* — cheiul existent; *2* — estacadă; *3* — profil de măsură; *4* — izolinii de egală grosime a materialului de dragat; *5* — perim tru cercetat geoelectric.

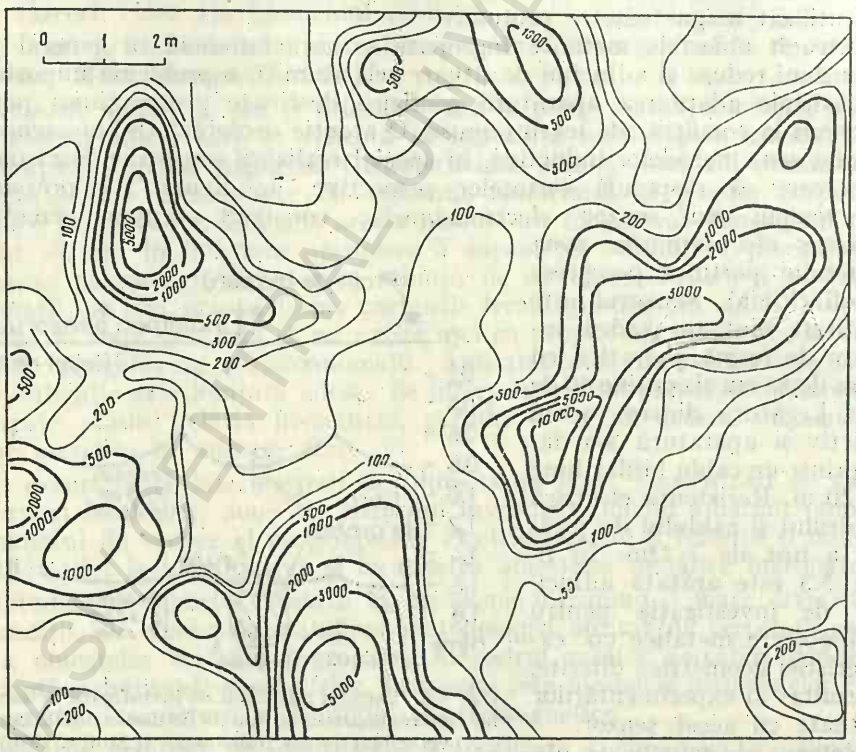



Fig. 5.5. Distribuția izoliniilor cîmpurilor electromagnetice tranzitorii anomale (după Romanescu și Stoica, 1976).



BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ție de obiectivul urmărit Astfel, pentru detectarea unor obiecte metalice cu dimensiuni limitate (în general mici) se poate considera ca satisfăcătoare o rețea patratică cu latura de 1—2 m (mai rar 5m), cu detalieri în zonele anomale evidențiate la 0,3—0,5 m. Pentru urmărirea obiectelor metalice care se extind după o direcție (conducte, cabluri electrice) se va utiliza o variantă mult mai expeditivă, și anume realizarea unor profile dispuse perpendicular pe direcția presupusă de dezvoltare a conductei sau cablului, cu distanța relativ mare dintre ele (25—50 m) și cu stații pe profil amplasate foarte aproape una de alta (2—5 m), sau cu înregistrare continuă pentru localizarea maximului anomal.

Particularitățile aplicării și interpretării rezultatelor prospecțiunii geofizice în probleme de identificare și localizare a unor obiecte metalice îngropate vor fi reliefate prin cîteva exemple prezentate în cele ce urmează.

Cercetările geofizice realizate în zona șantierului portului pescăresc Tripoli (Libia) au avut ca scop identificarea și localizarea unor corpuri metalice situate în volumul de material care trebuia dragat în vederea amenajării portului (fig. 5.4). Localizarea obiectelor metalice a plecat de la premisa că există posibilitatea ca unele dintre ele să fie corpuri explozive. S-a aplicat metoda fenomenelor electromagnetice tranzitorii în varianta cu spiră comună, măsurătorile realizîndu-se cu o aparatură sovietică tip MPPO-1 într-o rețea patratică cu latura de 1 m (Romanescu și Stoica, 1976). În figura 5.5 se prezintă anomaliile geoelectrice conturate în perimetrul delimitat în figura 5.4. Interpretarea acestor anomalii este ilustrată în figura 5.6, care redă contururile ariilor de localizare a obiectelor metalice și informații asupra gabaritului și adîncimii lor de situare.

În continuare, se prezintă un exemplu de aplicare a metodelor geofizice la detectarea conductelor și cablurilor electrice îngropate în zona combinatului petrochimic „Solventul" Timișoara (Lazăr și Lazăr, 1976). S-a utilizat metoda inducției electromagnetice (aparaturile canadiene SE-300 și SE-700), plasîndu-se unul din cei doi electrozi de injecție pe o extremitate cunoscută a obiectului căutat, iar celălalt la suprafața solului, la o distanță destul de mare (300—400 m) față de primul, pe direcția de dezvoltare presupusă a conductorului (fig. 5.7). Datorită conductivității electrice ridicate, curentul va circula practic prin conductă. Pe profile perpendiculare pe traseul acesteia s-a studiat variația componentei orizontale a cîmpului magnetic generat de curentul electric. Valorile de maxim ale acestei componente, înregistrate ca maxime ale intensității sonore în căștile de recepție, marchează proiecția pe suprafața solului a traseului conductei (fig. 5.8). Precizia de localizare a conductei depinde de adîncimea $h$ la care se află, de dimensiunile ei și de intensitatea $I$ a curentului. În figura 5.9 se prezintă modul de variație a intensității sonore deasupra a două conducte perpendiculare una pe alta ($A$ și $B$ fiind electrozii de injecție). Se remarcă faptul că în zona de racordare a lor forma curbei intensității sonore este asimetrică, din cauza suprapunerii celor două cîmpuri electromagnetice generate de conductele $C$ și $D$, ceea ce conduce la o scădere a preciziei de localizare. Situația se complică în cazul intersectării mai multor conducte, determinarea direcției fiecăreia devenind mult mai dificilă ca urmare a compunerii cîmpurilor electromagnetice create de fiecare în parte.

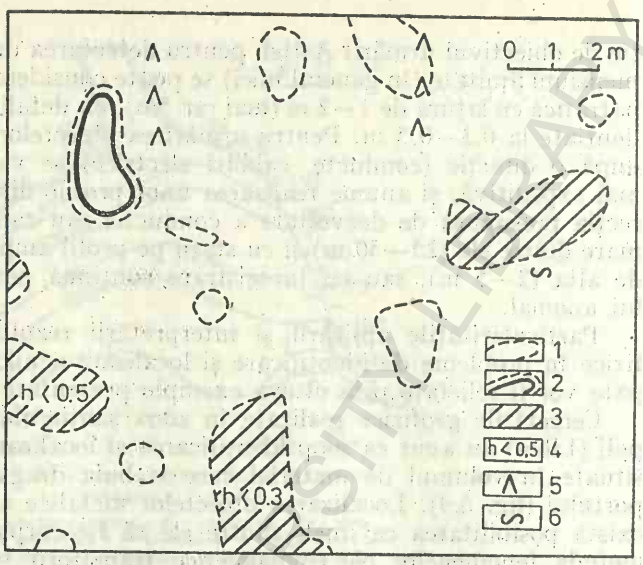



Fig. 5.6. Amplasarea obiectelor metalice detectate geofizic:
*1* — conturul ariei de amplasare a obiectelor metalice; *2* — conturul ariei de amplasare a obiectelor metalice situate pe suprafața solului sau la adîncime mai mică de 0,15 m; *3* — arie de amplasare a obiectelor metalice cu masă și (sau) dimensiuni mari; *4* — adîncimea pînă la partea superioară a obiectului metalic este mai mică de 0,5 m; *5* — puncte unde relieful de fund este înclinat; *6* — puncte unde senzorul geofizic s-a agățat de obstacole situate pe fundul apei.

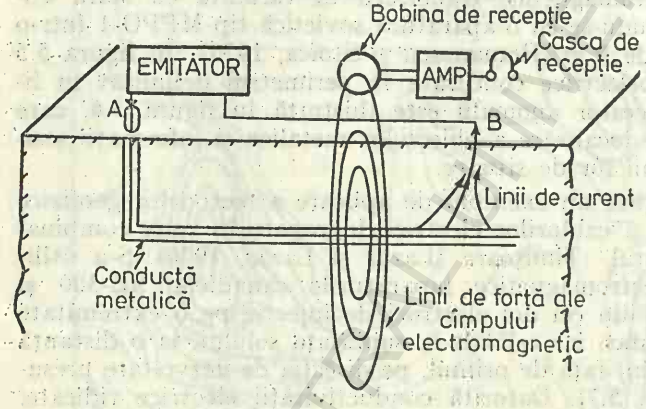



Fig. 5.7. Schema de lucru prin metoda inducției electromagnetice în cazul unei conducte îngropate (după Lazăr, 1976).

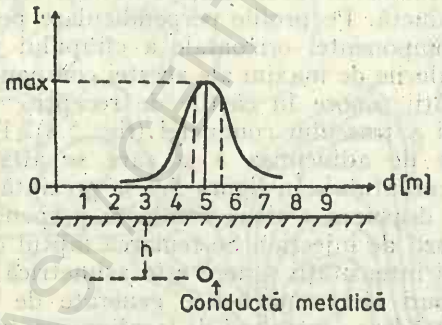



Fig. 5.8. Variația intensității sonore recepționate pe un profil perpendicular pe o conductă îngropată (după Lazăr, 1976).

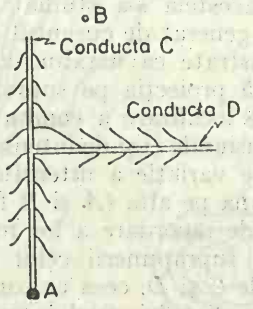



Fig. 5.9. Variația intensității sonore deasupra a două conducte perpendiculare una pe alta (după Lazăr, 1976).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

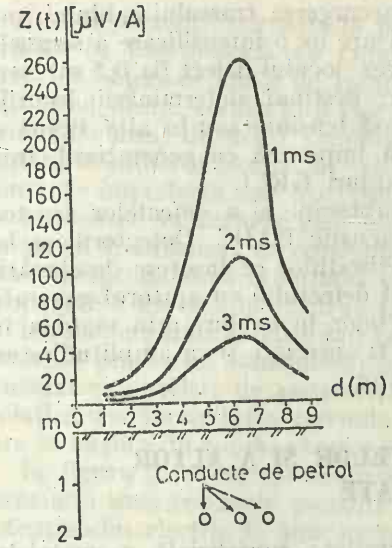



Fig. 5.10. Profile de variație a impedanței tranzitorii deasupra unor conducte metalice (după Stoica et al., 1977).

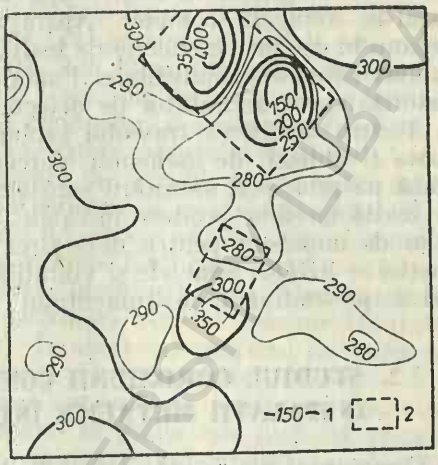



Fig. 5.11. Anomalii magnetice de cîmp total (după Veliciu, 1974):
*1* — izodiname $\triangle T$; *2* — arie de amplasare a obiectelor metalice.

În zona podului Fetești, pentru depistarea unui ansamblu de trei conducte metalice, pe lîngă metoda inducției electromagnetice, s-a utilizat și metoda fenomenelor electromagnetice tranzitorii (Stoica et al., 1977). Graficul variației impedanței tranzitorii $Z(t)$ de-a lungul unui profil ce traversează cele trei conducte metalice situate la o adîncime de 1,6 m este prezentat în figura 5.10.

Un exemplu de aplicare a metodei magnetometrice la depistarea de obiecte metalice îngropate este redat în figura 5.11. Corpurile metalice se manifestă prin apariția unor anomalii magnetice suficient de intense, de tip dipol, măsurătorile fiind făcute cu un magnetometru protonic.

O problemă conexă care poate apărea la detectarea cablurilor electrice îngropate o constituie determinarea locurilor defecte din ele. În acest caz pot fi utilizate și aparate clasice bazate pe metoda inducției electromagnetice, cum ar fi căutătorul tranzistorizat de defecte în cabluri — RCI-2, construit de Institutul de cercetări și modernizări energetice — București, a cărui schemă bloc este dată în figura 5.12. Traductorul inductiv, montat la un capăt al telescopului (*1*) captează cîmpul electromagnetic produs de curentul debitat de un generator în cablul defect. Tensiunea rezultată se aplică amplificatorului (*2*) la ieșirea căruia sînt conectate căștile (*3*). Bateriile (*4*)

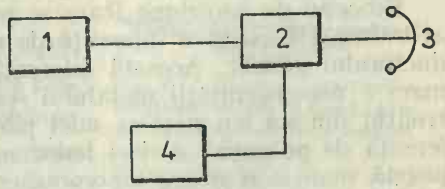



Fig. 5.12. Schema bloc a căutătorului tranzistorizat de defecte în cabluri.

asigură alimentarea amplificatorului. La parcurgerea traseului cablului, pornind de lîngă generator, în zona defecțiunii are loc o intensificare a semnalului sonor înregistrat în căști. După depășirea locului defect (la 0,5 m) semnalul se anulează complet. Aparatul este destinat determinării locurilor defecte în cabluri de energie de înaltă și joasă tensiune sau în alte tipuri de cabluri subterane multifilare. Funcționează împreună cu generatorul tranzistorizat pentru căutător de defecte în cabluri GRCI.

Pentru urmărirea traseului cablurilor subterane și a defectelor acestora poate fi utilizat, de asemenea, detectorul acustic DADC. Detectorul se bazează pe principiul ascultării sunetelor și vibrațiilor ce însoțesc descărcările de înaltă tensiune produse în cablu la locul defectului cu ajutorul generatorului de impulsuri pentru detectarea defectelor în cabluri prin metoda inducției — GIDC. Sunetele și vibrațiile pot fi apreciate și ca amplitudine relativă pe cadranul instrumentului indicator.

## 5.2. STUDIUL COROZIUNII CONDUCTELOR ȘI A ALTOR INSTALAȚII METALICE ÎNGROPATE

Coroziunea reprezintă procesul de degradare superficială a metalelor sub acțiunea mediului înconjurător. Din punctul de vedere al modului de producere, fenomenul de coroziune poate fi un proces electrochimic sau chimic. În categoria proceselor electrochimice este luată în considerare acțiunea soluțiilor electrolitice asupra metalelor, avînd ca rezultat schimburi ionice între electrolit și metal. Degradarea metalelor sub acțiunea gazelor sau a substanțelor neelectrolitice (benzine, bitumene etc.) constituie rezultatul unui proces de natură pur chimică.

Procesul de coroziune ce se exercită asupra obiectelor metalice îngropate este un proces electrochimic, deoarece el are loc de regulă la contactul suprafeței metalului (faza solidă), cu soluțiile electrolitice din sol (faza lichidă). În vecinătatea acestei suprafețe, în zonele în care potențialul electric al metalului este scăzut, ionii pozitivi ai metalului trec în soluție și dau naștere, împreună cu ionii negativi ai electrolitului, la moleculele neutre. Zonele în care ionii metalului trec în soluție și produc degradarea acestuia, reprezintă zonele anodice.

În alte puncte ale conductorului metalic îngropat, potențialul electric poate avea valori mai ridicate. În acest caz, electronii eliberați în zonele anodice neutralizează ionii pozitivi ai electrolitului, ei depunîndu-se în vecinătatea suprafeței metalice. Zonele în care au loc aceste procese se numesc *zone catodice*.

Procesul de coroziune (care se produce în zonele anodice) se desfășoară atît timp cît există o diferență de potențial între diversele puncte ale conductorului metalic. Această diferență de potențial poate fi naturală, ca urmare a neomogenității metalului respectiv. La contactul acestuia cu electrolitul din sol iau naștere mici pile galvanice locale ce vor întreține diferența de potențial și deci fenomenul de coroziune, care în acest caz mai poartă numele și de *galvanocoroziune*.

Diferența de potențial poate fi însă provocată și de cauze exterioare, în această categorie rolul principal revenind curenților vagabonzi. Acești cu-

renți sînt prezenți îndeosebi în perimetrele orașelor sau în vecinătatea instalațiilor ce funcționează cu curent continuu. Sursa principală este constituită de obicei de liniile de tramvai sau de cale ferată electrificată. În acest caz, unul dintre conductorii electrici este firul aerian iar celălalt este reprezentat de șinele de metal. Curentul circulă de la sursă, prin șine sau prin firul aerian, la motorul electric al vehiculului. Dacă șina metalică are la îmbinări contacte imperfecte sau dacă solul este conductor, o parte din curentul de întoarcere se va închide prin teren, dînd naștere curentului vagabond. Acesta va putea fi canalizat de conductele metalice sau conductorii metalici subterani, în special dacă orientarea acestora corespunde cu direcția generală de propagare a curentului electric. În zonele de intrare sau de ieșire a curentului iau naștere zone anodice sau catodice, primele fiind caracterizate printr-un puternic proces de coroziune, care depinde în principal de intensitatea curentului și implicit de parametrii ce determină această mărime (calitatea izolației, conductivitatea terenului, etc.). În acest caz procesul de coroziune care ia naștere în zonele anodice se numește *electrocoroziune*.

În figura 5.13 este prezentată schema generală de producere a electrocoroziunii unei conducte metalice îngropate. În grafic este indicată variația potențialului electric în șina metalică a tramvaiului și intensitatea electrică a curentului din conductorul metalic subteran. De asemenea sînt precizate zonele catodice și anodice, precum și zona neutră, în care fenomenul de electrocoroziune este puțin important.

Cîmpul curenților vagabonzi este determinat de trei factori : poziția surselor de curent (adică traseul șinelor, cablurilor sau conductorilor care transmit energia la distanță), valoarea rezistenței de contact șină-pămînt în diversele puncte ale traseului și caracteristica terenului, exprimată prin intermediul rezistivității electrice a acestuia. Intensitatea curenților vagabonzi nu este constantă în timp; ea depinde și de poziția consumatorului de energie, în particular a tramvaiului sau a locomotivei electrice. Din examinarea figurii 5.13 se constată modificarea distribuției de curent din subsol odată cu deplasarea vehiculului. Această particularitate îngreuează studiul distribuției curenților vagabonzi din subsol și deci studiul coroziunii instalațiilor metalice îngropate (conducte, cabluri etc.) ce pot canaliza acești curenți.

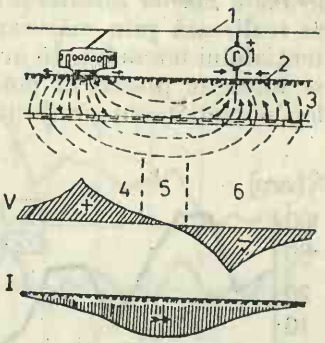



Fig. 5.13. Schema distribuției cîmpului electric în teren, produs de mijloacele de transport electrificate :

*1* — sursa de curent ; *2* — șine ; *3* — conductă subterană ; *4* — zonă catodică ; *5* — zonă neutră ; *6* — zonă anodică ; *V* — potențialul electric în șină ; *I* — intensitatea curentului în conductă.

O serie de procedee electrometrice, utilizate în cercetările de coroziune, conduc în final la determinarea stării izolației conductorilor subterani, la precizarea agresivității terenului precum și la stabilirea efectului protecției electrice anticorozive a obiectelor metalice îngropate. Principalele probleme rezolvabile prin măsurători geoelectrice sînt următoarele :

— localizarea pe traseul conductelor sau instalațiilor metalice subterane a zonelor cu agresivitate

ridicată a terenului care sînt caracterizate printr-o rezistivitate electrică scăzută ;

— identificarea, pe traseul aceloraşi instalaţii, a zonelor anodice şi catodice ;

— stabilirea densităţii curenţilor care circulă în zonele anodice şi catodice ;

— determinarea densităţii curenţilor vagabonzi care circulă prin teren.

*Localizarea zonelor cu agresivitate ridicată* se realizează prin metode rezistivimetrice clasice, utilizînd dispozitive cuadripolare colineare simetrice de tip Wenner sau Schlumberger. Pentru adîncimile curente de amplasare a conductelor subterane (1,5—2,5 m) se recomandă dispozitivul cuadripolar cu distanţele $AB = 7{,}5$ m şi $MN = 1{,}5$ m. În cazuri particulare, lungimea liniei $AB$ poate fi mărită la 10 sau 15 m, în scopul creşterii adîncimii de investigaţie. Măsurătorile se execută în curent continuu sau în curent alternativ de joasă frecvenţă. Rezultate corespunzătoare se obţin prin electroprofilare cu pas constant, în care dispozitivul de electrozi este translatat pe profil în lungul conductorului metalic îngropat.

În anumite situaţii este necesară şi cunoaşterea variaţiei pe verticală a rezistivităţii terenului, care se determină prin efectuarea unor sondaje electrice verticale în cîteva puncte, convenabil alese. În funcţie de rezistivitatea terenului, sînt omologate în prezent mai multe grade de agresivitate a terenului (tabelul 5.3).

*Tabelul 5.3.* **Agresivitatea terenului**

| Rezistivitatea terenului $\rho$[Ωm] | Agresivitatea |
|---|---|
| >100 | Scăzută |
| 100—20 | Normală |
| 20—10 | Ridicată |
| 10—5 | Foarte ridicată |
| <5 | Deosebit de ridicată |

Rezultatele măsurătorilor se concretizează prin profile de variaţie a rezistivităţii electrice, pe care se separă zonele cu agresivitate diferită (fig. 5.14).

*Identificarea pe traseul conductelor sau instalaţiilor metalice subterane a zonelor catodice şi anodice* se realizează prin măsurarea potenţialului terenului. În acest caz se foloseşte procedeul potenţialului natural (PN), în varianta dispozitivelor potenţial sau gradient. Potenţialul măsurat al terenului într-un punct poate fi considerat suma mai multor componente. Diferenţa de potenţial provocată de galvanocoroziune în porţiuni distincte ale instalaţiilor subterane poate fi considerată ca o mărime constantă în timp. Ea se însumează cu diferenţa de potenţial produsă de curenţii vagabonzi, care, la rîndul ei, are o componentă continuă şi una variabilă în timp. Valorile acestor componente depind în mare măsură de parametrii de mişcare ai tramvaielor sau locomotivelor electrice.

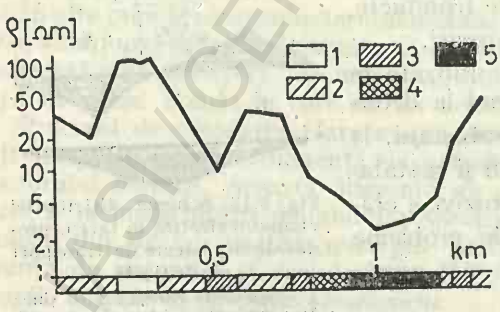



Fig. 5.14. Profil de rezistivitate cu separarea zonelor de agresivitate ridicată :

*1* — agresivitate scăzută ; *2* — normală ; *3* — ridicată ; *4* — foarte ridicată ; *5* — deosebit de ridicată.

În cazul unor intervale relativ mari de timp între trecerile tramvaielor sau locomotivelor electrice, valoarea potențialului măsurat depinde de intensitatea fenomenului de galvanocoroziune a conductelor subterane și de rezistența generală de contact a șinelor cu mediul înconjurător. În timpul trecerii mijloacelor de transport electrificate, variațiile diferenței de potențial $\Delta V$ ce apar între punctele de măsură vor oferi informații privind condițiile locale de contact ale șinelor cu terenul. Pe baza măsurătorilor efectuate se stabilesc valoarea medie constantă a potențialului electric al terenului și valorile extreme ale diferenței de potențial $\Delta V$ care se reprezintă grafic separat.

Pentru cazul conductelor subterane supuse la fenomene de galvanocoroziune, zonele anodice și catodice apar, în urma măsurătorilor de suprafață, prin valori ridicate, respectiv scăzute de potențial (fig. 5.15). Această polaritate se explică prin modul de circulație a curentului, care, în teren, se închide dinspre zonele anodice spre cele catodice.

Delimitarea zonelor anodice și catodice poate fi ușurată dacă măsurătorile se execută cu dispozitive orientate perpendicular pe conducta sau instalația subterană. În această variantă, electrodul $M$ se plasează deasupra conductei, iar electrodul $N$ se instalează la o distanță de 10—15 m, perpendicular pe traseul acesteia. Valori mai semnificative se obțin prin efectuarea a două măsurători, cu electrodul $N$ amplasat de o parte și de alta a conductei. Măsurătorile se repetă cu același dispozitiv, în diferite puncte de pe traseul conductei subterane, pe baza lor întocmindu-se profile de variație a diferenței de potențial.

În figura 5.16 sînt prezentate profilele de variație a potențialului, a gradientului longitudinal și a celui transversal în lungul unei conducte subterane. Din graficul gradientului transversal se pot determina cu suficientă precizie polaritățile electrice ale diferitelor intervale, cu separarea zonelor anodice de cele catodice. Folosind graficul potențialului, poziția zonelor anodice se determină din valorile extreme ale potențialului și numai subordonat prin semnul valorii acestuia.

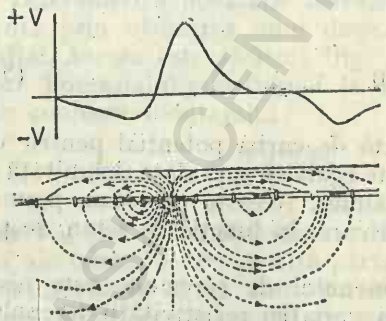



Fig. 5.15. Potențialul măsurat la suprafața solului, deasupra zonelor anodice și catodice ale unei conducte subterane.

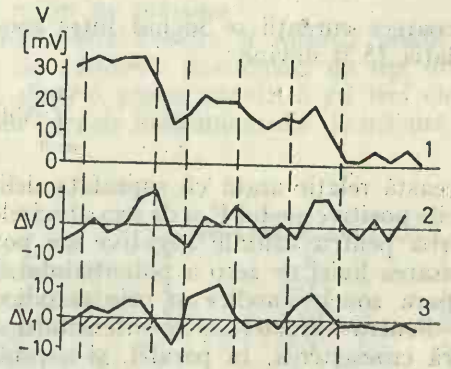



Fig. 5.16. Variația potențialului (*1*), a gradientului longitudinal (*2*) și a gradientului transversal (*3*), de-a lungul unei conducte subterane. Domeniile haşurate reprezintă zonele anodice.

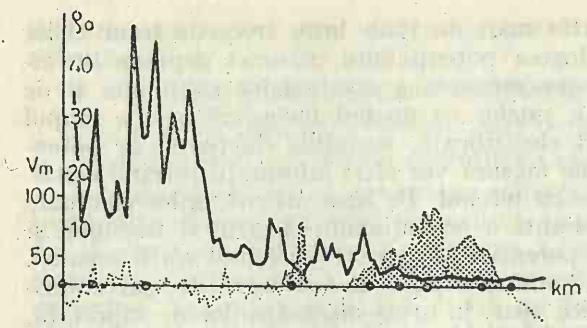



Fig. 5.17. Variația rezistivității (curba continuă) și profilul variației potențialului natural (curba punctată) pe traseul unei conducte subterane.

Separarea zonelor anodice și catodice pe graficul potențialului poate fi făcută cu exactitate atunci cînd fenomenul predominant este galvanocoroziunea. În figura 5.17 sînt reproduse rezultatele măsurătorilor efectuate deasupra unui oleduc. Sînt trasate atît graficul rezistivității terenului cît și profilul variației potențialului natural, separîndu-se prin intervale haşurate porțiunile de conductă supuse coroziunii.

Din exemplele prezentate este evident că un rol important în delimitarea zonelor anodice sau catodice îl joacă linia de zero a potențialului. În cazul măsurătorilor efectuate pe distanțe mai mari, interpretarea măsurătorilor de potențial se poate face numai în urma stabilirii corecte a liniei de zero.

Notînd cu $I$ curentul ce iese din conductorul metalic prin unitatea de secțiune, se poate scrie :

$$\frac{dI}{dx} = \frac{V}{\rho} \tag{5.2}$$

unde $V$ este potențialul conductorului în raport cu mediul înconjurător, iar $\rho$ este rezistivitatea acestuia. Pentru întregul conductor de lungime $L$, rezultă

$$I = \frac{1}{\rho} \int_{x=0}^{L} V dx \tag{5.3}$$

Deoarece curenții se închid între zonele anodice și cele catodice, $I = 0$ și relația (5.3) devine :

$$\int_{x=0}^{L} V dx = 0 \tag{5.4}$$

Această relație arată că suprafața delimitată de curba potențial pentru valorile pozitive ale lui $V$ și de axa absciselor este egală cu suprafața delimitată de curba pentru valorile negative ale potențialului. Această concluzie permite trasarea liniei de zero a potențialului, după care, în funcție de semn, se pot separa zonele anodice și cele catodice.

Pentru caracterizarea intensității fenomenului de coroziune este necesară cunoașterea, în paralel, și a profilului variației rezistivității terenului. Din formula (5.3), raportul dintre suprafața zonei anodice și rezistivitatea terenului definește intensitatea curentului liniar $I$ ce străbate zona anodică. Intensitatea locală a fenomenului de coroziune este dată de raportul $I/L$, unde $L$ este lungimea zonei anodice obținută din graficul potențialului. Va-

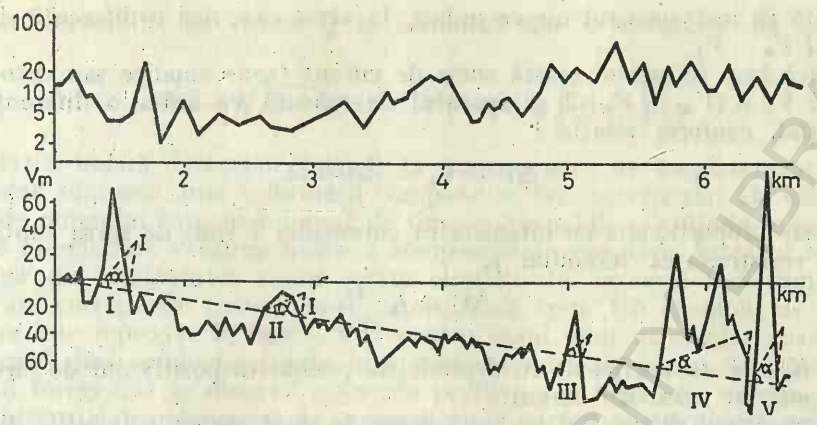



Fig. 5.18. Variația rezistivității și a potențialului de-a lungul unui oleduc. Valoarea unghiului α indică intensitatea fenomenului de coroziune din zonele anodice (după Ozerskaia, 1950).

loarea acestui raport poate fi obținută pe cale grafică, dacă intensitatea curentului liniar $I$ se reprezintă la unul din capetele zonei anodice sub forma unui segment de dreaptă perpendicular pe linia de zero. Unind capătul segmentului $I$ cu celălalt capăt al zonei anodice se formează un unghi α, a cărui tangentă este chiar raportul $I/L$. Valoarea acestui raport indică intensitatea fenomenului de coroziune.

În figura 5.18 este reprodus un exemplu de determinare a zonelor anodice pentru un oleduc. Linia de zero a fost trasată ținînd seama de condiția de egalitate a suprafețelor pozitive și negative, iar pentru fiecare zonă anodică delimitată s-a construit unghiul ce indică intensitatea fenomenului de coroziune. Din figura 5.18 rezultă că intensitatea maximă a fenomenului de coroziune apare în intervalele $I$ și $V$. Intensitatea fenomenului de coroziune în zona $I$ este de circa 2,7 ori mai mare decît în zona $IV$, deși amplitudinile potențialului măsurat sînt de același ordin de mărime.

*Determinarea densității curenților din zonele anodice și catodice* poate fi făcută prin utilizarea unui dispozitiv de măsurare particular, de tip diferențial. Acesta este alcătuit (fig. 5.19) dintr-o punte simetrică cu trei electrozi. Potențialul punctului $L$ la una din bornele instrumentului de măsură $S$ este conform montajului:

$$V_L = \frac{V_M + V_N}{2}.$$

unde $V_M$ și $V_N$ sînt potențialele în punctele $M$ și $N$ ale terenului. Pe de altă parte, potențialul punctului $O$ în cazul unor curenți vagabonzi liniari, care circulă paralel cu suprafața solului, este

$$V_0 = \frac{V_M + V_N}{2}$$

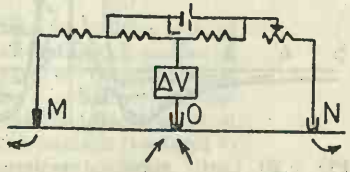



Fig. 5.19. Dispozitiv diferențial pentru determinarea densității curenților din zonele anodice și catodice.

Rezultă că instrumentul nu va indica, în acest caz, nici o diferență de potențial $V_0 - V_L$.

Dacă însă în subsol există surse de curent (zone anodice sau catodice), atunci $V_0 \neq (V_M + V_N)/2$ și aparatul de măsură va arăta o diferență de potențial, conform relației:

$$\Delta V = V_0 - \frac{V_M + V_N}{2}, \tag{5.5}$$

care este proporțională cu intensitatea curentului $I$ emis de sursa subterană și cu rezistivitatea terenului $\rho$,

$$\Delta V = K \frac{I\rho}{2\pi} \tag{5.6}$$

unde $K$ este un coeficient ce depinde de poziția dispozitivului de electrozi în raport cu sursa de curent.

Dispozitivul diferențial se amplasează în mod curent pe profile dispuse perpendicular pe conductorul subteran analizat. Distanța dintre electrozii $MON$ este o funcție de adîncimea obiectivului studiat. Echidistanța electrozilor nu trebuie să depășească această adîncime. De aceea pasul de măsură pe profilul considerat este de 0,5—1 din echidistanța electrozilor.

Valoarea constantei $K$ poate fi estimată teoretic, presupunînd sursa de curent sub forma unui conductor liniar. Au fost întocmite curbe standard ale coeficientului $K$ pentru diferite poziții relative ale dispozitivului de electrozi și ale intervalului de conductă supus coroziunii. Prin comparație cu aceste curbe, după reprezentarea grafică a diferenței de potențial măsurate pe profilul perpendicular pe conductă se poate obține dimensiunea zonei corodate. De asemenea pot fi calculați curenții $I$ ce circulă între aceste zone și mediul înconjurător.

În figura 5.20 sînt reprezentate curbele constantei $K$ și deci ale diferenței de potențial $\Delta V$ ce se măsoară la trecerea cu dispozitivul diferențial peste o conductă supusă coroziunii.

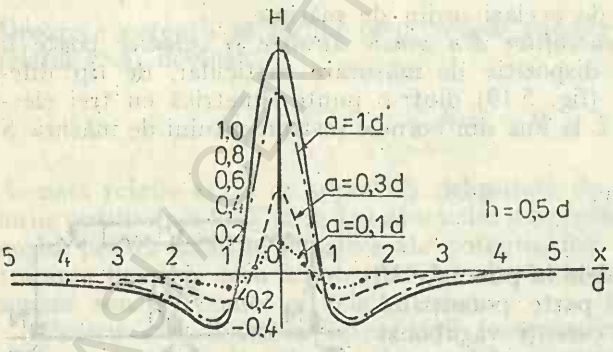



Fig. 5.20. Curbe standard pentru determinarea poziției și dimensiunii zonei corodate, în ipoteza unui conductor liniar aflat la adîncimea $h$, corodat pe o lungime $a$, studiat cu dispozitivul diferențial $MO = ON = d$ pe profile perpendiculare pe conductor.

*Densitatea curenților vagabonzi* care circulă prin teren se poate estima prin două măsurători simultane ale diferențelor de potențial cu dispozitive reciproc perpendiculare. Dacă $\Delta V_x$ și $\Delta V_y$ sînt diferențele de potențial măsurate pe cele două direcții, $l_x$ și $l_y$ lungimile liniilor de măsură, iar $\rho$ este rezistivitatea terenului, densitatea de curent pe cele două direcții se poate calcula cu ajutorul relațiilor:

$$j_x = \frac{\Delta V_x}{l_x \rho} \quad j_y = \frac{\Delta V_y}{l_y \rho} \tag{5.7}$$

Vectorul densității de curent $\vec{j}$ și azimutul său $\varphi$ se obțin din expresiile:

$$|\vec{j}| = \sqrt{j_x^2 + j_y^2} \qquad \varphi = \text{arc tg}\left(-\frac{j_y}{j_x}\right) \tag{5.8}$$

Densitatea liniară de curent variază în timp, pentru un amplasament dat. În scopul obținerii unor informații complete se fac înregistrări ale diferențelor de potențial într-un interval de timp convenabil, calculîndu-se pentru fiecare înregistrare valoarea medie a componentei respective. În cazul măsurătorilor din vecinătatea căilor ferate electrificate, intervalul de timp de măsurare corespunde trecerii unei garnituri de tren. Un exemplu de înregistrare este reprodus în figura 5.21 pentru cazul unor măsurători efectuate pe traseul unei conducte situate în apropierea unei căi ferate. Deoarece pe profilul înregistrat se observă intervale pozitive sau negative, valoarea medie a diferenței de potențial și deci a densității de curent se calculează separat.

Agresivitatea curenților vagabonzi poate fi exprimată cantitativ prin intermediul intensității curentului $I$ ce trece printr-o secțiune de 1 m$^2$ de teren și care rezultă din valoarea medie a densității de curent pe intervalele de timp $T$ alese. Sarcina totală $Q$ transportată de curent, care exprimă intensitatea fenomenului de coroziune, rezultă din relația

$$Q = I \cdot T \tag{5.9}$$

În figura 5.22 au fost reprezentate pe un plan de situație, poziția căii ferate și a conductei subterane, precum și vectorii intensității medii a curen-

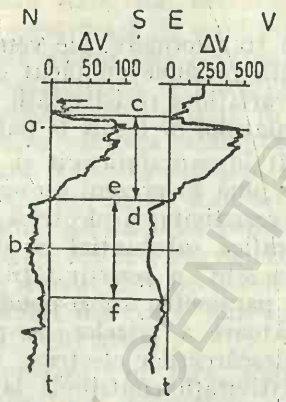



Fig. 5.21. Înregistrarea diferenței de potențial provocată de curenții vagabonzi în vecinătatea unei căi ferate electrificate. Se disting două intervale de timp notate $c-d$ și $e-f$ cărora le corespund momentul apropierii și respectiv, îndepărtării trenului (după Ozerskaia, 1950).

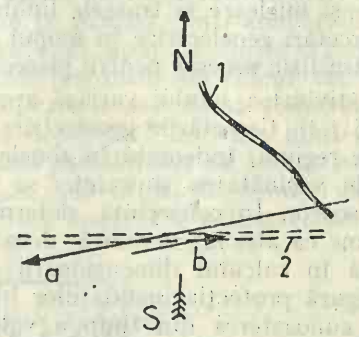



Fig. 5.22. Plan de situație privind poziția căii ferate (*1*), a conductei subterane (*2*) și a vectorilor intensitate medie a curentului în momentul apropierii (vectorul *a*) și respectiv îndepărtării (vectorul *b*) locomotivei electrice.

tului *I* în momentul apropierii locomotivei electrice (vectorul *a*) și după trecerea acestuia (vectorul *b*).

Aprecierea riscului de apariție a electrocoroziunii datorate curenților vagabonzi poate fi făcută încă din faza de proiectare a amplasării conductelor sau altor instalații subterane.

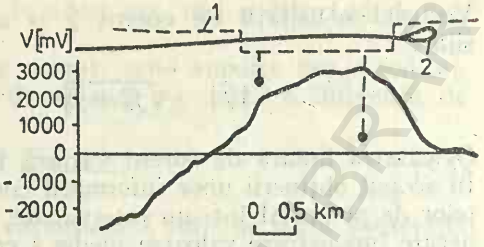



Fig. 5.23. Variația potențialului pe traseul proiectat (*1*) al unei canalizații subterane, în vecinătatea unei linii de tramvai (*2*).

Un exemplu concludent este măsurarea potențialului terenului pe traseul proiectat al unei canalizații subterane, traseu care urmărește o linie de tramvai. Pe baza graficului întocmit (fig. 5.23) se evidențiază intervalele în care, după amplasarea conductei subterane, există riscul apariției unor zone catodice (valori maxime de potențial). Zonele anodice vor apărea în acele locuri în care există tendința de ieșire a curentului electric din conductele sau instalațiile electrice subterane și de canalizare a acestuia în direcția prizelor de forță ale instalațiilor de alimentare a liniilor electrificate.

## 5.3. DETERMINAREA AMPLASĂRII ȘI CALCULUL PRIZELOR ELECTRICE DE PĂMÎNT

În ultimii ani, amplasamentele stațiilor de transformare, ale centralelor electrice și nucleare și traseele liniilor de înaltă tensiune au făcut obiectul unor cercetări geoelectrice în scopul stabilirii variațiilor rezistivității solului, parametru fizic necesar pentru proiectarea instalațiilor de legare la pămînt.

Rezistivitatea solului variază apreciabil atît în suprafață, cît și pe verticală (§ 1.1). Cercetările geoelectrice efectuate pînă în prezent au arătat că în unele regiuni, îndeosebi în zonele carstice, rezistivitatea electrică a stratului din vecinătatea suprafeței se poate modifica substanțial pe distanțe relativ scurte. În consecință, determinarea „in situ" a rezistivității solului se impune ca absolut necesară, deoarece acest parametru are o pondere importantă în calculul dimensionării corespunzătoare a prizelor de pămînt, care asigură protecția instalațiilor împotriva descărcărilor electrice. De asemenea, cunoașterea din timp a valorilor rezistivității contribuie la luarea măsurilor de protecție anticorozivă a părților metalice.

Pentru executarea unei prize de pămînt de o anumită rezistență, este necesar să se efectueze un calcul prealabil, urmînd ca după executarea prizei să se verifice prin măsurători directe concordanța între valoarea reală și cea estimată. Calculul rezistenței de dispersie, care presupune cunoașterea rezistivității electrice a solului, se determină cu ajutorul relației:

$$R = \frac{\varrho_s}{H} \cdot K_f \cdot K_s \qquad (5.10)$$

unde $\rho_s$ este rezistivitatea medie a solului, $H$ — adîncimea de plantare a stîlpului sau a fundației, $K_f$ — factorul de formă sau coeficientul de similitudine determinat prin măsurători în cuvă și $K_s$ — coeficientul de neuniformitate a solului, cu valori cuprinse în intervalul de 1,5—2,0. În funcție de rezistivitatea solului, se dimensionează electrozii (diametrul și lungimea) care se utilizează ca prize de pămînt.

Modul în care rezistivitatea solului intervine în calculul rezistenței de dispersie și contribuția sa la dimensionarea unor prize de pămînt simple, construite din țevi verticale, este prezentat în tabelul 5.4.

*Tabelul 5.4.* **Lungimea electrozilor în funcție de rezistivitatea solului**

| Rezistivitatea solului $\rho$ [Ω·m] | Lungimea electrodului, [m] | Diametrul exterior $d = 0{,}06$ m |
|---|---|---|
| 50 | 1,50 | |
| 100 | 3,75 | Rezistența prizei $r_p = 23\ \Omega$ |
| 150 | 6,00 | |
| 200 | 8,50 | |
| 300 | 15,00 | Adîncimea prizei $h = 0{,}8$ m |
| 500 | 25,00 | |

În loc să se măsoare rezistivitatea solului „in situ", adesea în proiectare se utilizau date, din literatura de specialitate, care în majoritatea cazurilor, se depărtează de condițiile concrete din teren. Din punct de vedere tehnic, acest sistem este nesatisfăcător, deoarece implică costuri mari și întîrzieri în executarea instalațiilor de legare la pămînt. Într-adevăr, la verificarea rezistenței de prizare în timpul execuției, apar de multe ori neconcordanțe între valoarea măsurată direct și cea rezultată din calcul, care trebuie înlăturate. Valoarea rezistenței de prizare, care se determină utilizînd schema de măsură din figura 5.24 nu trebuie să depășească anumite limite, impuse prin norme prestabilite, pentru proiectarea instalațiilor de legare la pămînt. Din tabelul 5.4 se observă clar că introducerea în calcule a unor valori mai mari de rezistivitate decît cele reale conduce implicit la utilizarea nerațională a metalului din care sînt confecționați electrozii.

În prezent, în țara noastră este obligatorie măsurarea rezistivității „in situ" pentru amplasamentul stațiilor de transformare și a centralelor electrice. Se preconizează extinderea acestor măsurători și pe traseele liniilor de înaltă tensiune.

Determinarea rezistivității solului și a rocilor se realizează

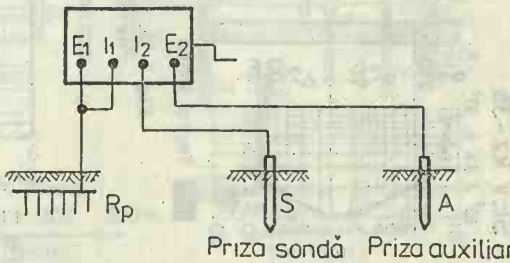



Fig. 5.24. Schema de măsurare a rezistenței de trecere la pămînt $R_p$ a instalațiilor electrice.

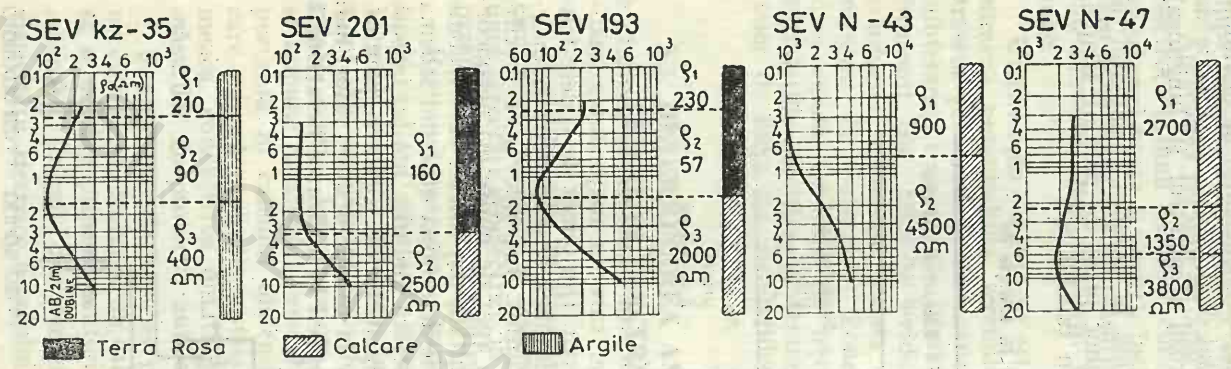



Fig. 5.25. Curbe SEV caracteristice și rezultatele interpretării lor cantitative pe traseul liniei de înaltă tensiune Grančarevo-Trebinje (Iugoslavia) (după Arandjelovič, 1969).

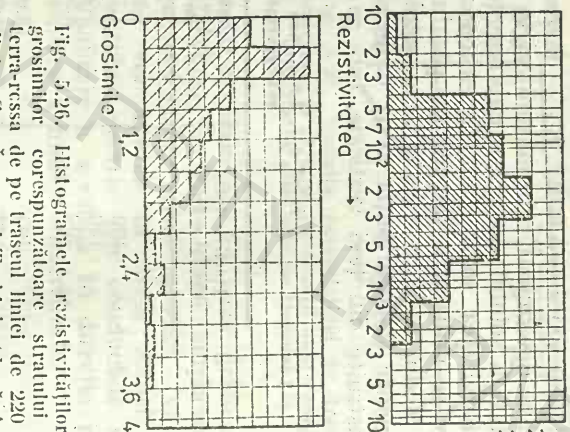



Fig. 5.26. Histogramele rezistivităților și grosimilor corespunzătoare stratului de terra-rossa de pe traseul liniei de 220 kV dintre Grančarevo și Trebinje (după Arandjelovič, 1969).

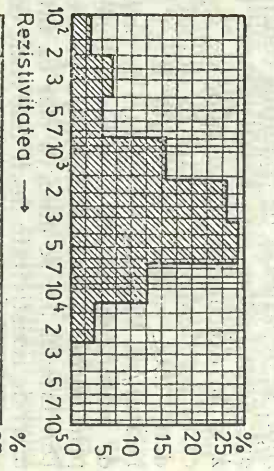



Fig. 5.27. Histogramele rezistivităților și grosimilor corespunzătoare stratului de calcar din amplasamentele pilonilor de pe traseul liniei de 220 kV dintre Grancarevo și Trebinje (după Arandjelovič, 1969).

prin procedeul sondajelor electrice verticale sau prin electroprofilare, cu dispozitive de tip Wenner.

Cunoașterea rezistivității solului de-a lungul liniilor de înaltă tensiune este foarte importantă atît pentru realizarea unei legături la pămînt adecvate, cît și pentru determinarea influenței pe care o poate avea asupra circuitelor de telecomunicație învecinate legarea necorespunzătoare la pămînt a liniilor de forță.

În cazul în care solul este relativ conductor de-a lungul traseului unei linii de înaltă tensiune, calculul prizelor de pămînt se rezolvă fără dificultăți. Dacă terenul este slab conductor, ca de exemplu în zonele de dezvoltare a formațiunilor carbonatice parțial carstificate, problema este mai complicată și presupune cunoașterea rezistivității solului de-a lungul întregului traseu. În asemenea zone, intensele descărcări electrice din atmosferă pot genera pierderi de energie electrică, fapt care justifică studii geoelectrice.

Pentru exemplificare se vor descrie succint rezultatele cercetărilor geoelectrice executate pe traseul liniei de înaltă tensiune (220 kV) dintre Grančarevo și centrala hidroelectrică Trebinje (Iugoslavia). Această linie, din care 28 km se află într-o zonă de calcare relativ carstificate, caracterizate însă prin rezistivități mari, a făcut obiectul unor cercetări geoelectrice detaliate. Rezistivitatea solului a fost măsurată pentru fiecare stîlp, prin efectuarea de sondaje electrice verticale, cu adîncimea de investigație de 15—20 m. Cîteva curbe SEV caracteristice, însoțite de rezultatele obținute prin interpretarea lor cantitativă, sînt prezentate în figura 5.25 pentru cîteva situații geologice întîlnite de-a lungul traseului.

Analiza statistică a datelor furnizate de SEV indică domeniile de variație a rezistivității și a grosimii stratelor (fig. 5.26 și fig. 5.27). În figura 5.28 se prezintă sintetic rezultatele interpretării curbelor de sondaj electric vertical corespunzătoare unei serii de stîlpi aparținînd unui segment al traseului liniei de înaltă tensiune. Valorile mari de rezistivitate întîlnite de-a lungul traseului investigat au creat dificultăți în executarea legăturii la pămînt a liniei de înaltă tensiune.

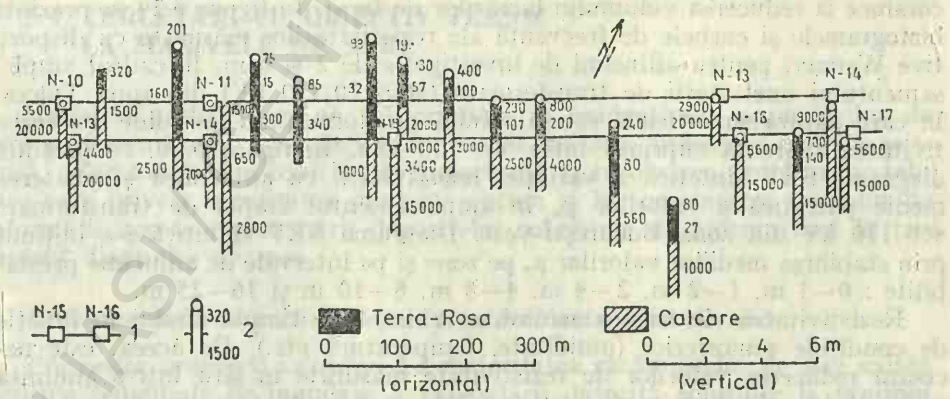



Fig. 5.28. Sinteza măsurătorilor de rezistivitate de pe un tronson al liniei de înaltă tensiune de 220 kV Grančarevo-Trebinje (după Arandjelović, 1969):

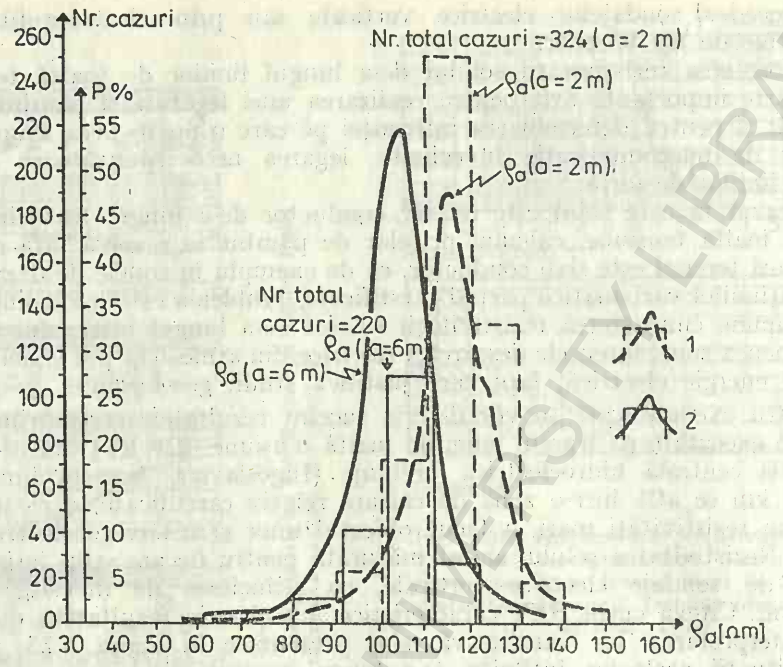



Fig. 5.29. Histograma și curbele de frecvență ale variației rezistivității aparente $\rho_a$ obținute cu dispozitivele Wenner $a = 2$ m (*1*) și $a = 6$ m (*2*) din amplasamentul unei stații electrice de transformare.

Pentru cercetarea geoelectrică a stațiilor de transformare (110/220/400 kV), măsurătorile de rezistivitate se execută fie prin procedeul SEV, fie prin procedeul profilării Wenner, într-o rețea adecvată de profile. Prin efectuarea de sondaje electrice verticale se obțin informații atît asupra valorilor de rezistivitate, cît și asupra structurii geologice din amplasament, fapt care conduce la reducerea volumului lucrărilor de foraj. În figura 5.29, se prezintă histogramele și curbele de frecvență ale rezistivităților măsurate cu dispozitive Wenner, pentru adîncimi de investigație de 2 și 6 m, în cadrul amplasamentului unei stații de transformare (400/220/110 kV) din zona Tulcea, în care pătura superficială este alcătuită din formațiuni loessoide, cu rezistivitatea aparentă cuprinsă între 50—150 Ωm. În figura 5.30, se prezintă diagrama SEV sintetică a variației rezistivității cu adîncimea și abaterea medie pătratică a valorilor $\rho_a$ în amplasamentul stației de transformare 400/110 kV din zona București vest. Diagrama SEV sintetică s-a obținut prin stabilirea mediilor valorilor $\rho_a$ pe zone și pe intervale de adîncime prestabilite : 0—1 m, 1—2 m, 2—4 m, 4—8 m, 8—10 m și 16—25 m.

Rezistivitatea electrică a solului se schimbă în timpul anului în funcție de condițiile atmosferice (umiditate, temperatură etc.). De aceea, este necesară reducerea valorilor de rezistivitate măsurate in situ într-o anumită perioadă la valorile minime corespunzătoare. Această reducere se face simplu, cu o relație de forma $\rho = \rho' \cdot K$, în care $\rho$ este rezistivitatea determi-

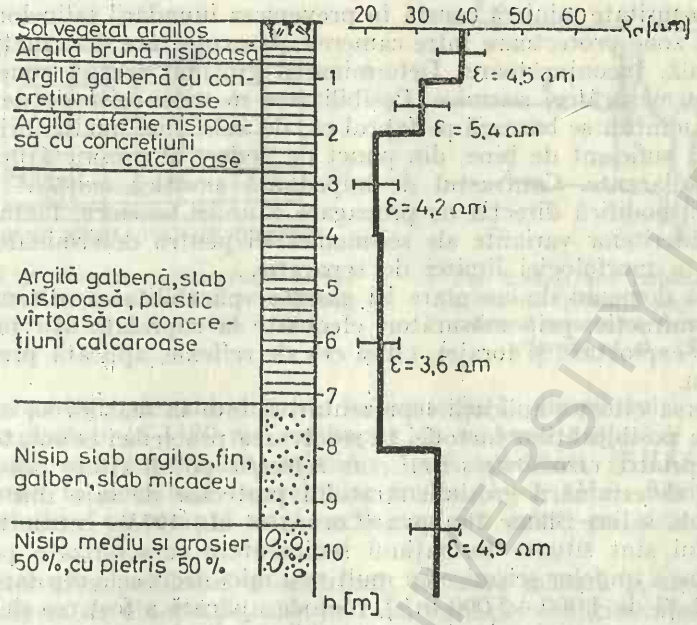



Fig. 5.30. Diagrama SEV sintetică cu valori de rezistivitate aparentă pe intervale de adîncime şi abaterea medie pătratică (după Moldoveanu, 1972)

nată şi $K$ este coeficientul de conversie. Coeficienţii de conversie pentru o zonă dată pot fi determinaţi prin măsurători sistematice, repetate timp de cîţiva ani, într-o serie de staţii fixe. În cazul zonei Europene a URSS, $K$ variază de la 0,57 în luna martie, pînă la 1 în luna august.

## 5.4. CERCETĂRI CU OBIECTIV TEHNIC LA MASIVELE DE SARE

Metodele geofizice au un rol prioritar în evidenţierea acumulărilor de sare şi determinarea morfologiei lor. Aceste metode, îndeosebi metoda seismică, aduc totodată o contribuţie importantă la rezolvarea problemelor tehnice care privesc securitatea minieră precum şi la completarea fondului de informaţii necesare proiectării depozitelor subterane de hidrocarburi în cuprinsul diapirelor de sare.

*Probleme privind securitatea exploatării masivelor de sare*

*Prevenirea inundării salinelor.* La majoritatea zăcămintelor de sare există pericole potenţiale de inundare a exploatării datorită soluţiilor la presiuni înalte conţinute în formaţiunile din culcuş sau a orizonturilor acvifere din acoperişul masivului. În aceste condiţii, una dintre cele mai importante pro-

bleme de securitate minieră constă în prevenirea inundării salinelor prin păstrarea unei zone protectoare între camerele de exploatare și formațiunea geologică sterilă, înconjurătoare. Determinarea grosimii acestei zone se poate realiza prin măsurători seismice. Posibilitatea metodei seismice de a rezolva problema amintită se bazează pe faptul că, de cele mai multe ori, sarea se diferențiază suficient de bine, din punct de vedere al proprietăților elastice, de rocile adiacente. Contrastul de impedanță acustică existent între cele două medii modifică direcția de propagare a undei seismice, făcînd posibilă aplicarea diferitelor variante ale seismometriei pentru determinarea poziției spațiale și a morfologiei limitei de separație.

În acest domeniu de cercetare își găsește aplicabilitatea atît metoda seismică de refracție, prin măsurători efectuate la suprafață sau în subteran (camere de exploatare și foraje), cît și cea de reflexie, aplicată preponderent în subteran.

Expunerea cîtorva aplicații reprezentative este în măsură să conducă la o imagine a posibilităților metodei în rezolvarea problemei enunțate mai sus.

Astfel, printre *cercetările seismice de refracție* pot fi citate cele efectuate în vederea determinării grosimii stratului protector de sare din acoperișul exploatării la salina Slănic Prahova (Cornea et al., 1973). Întrucît deasupra zăcămîntului sînt situate formațiuni sedimentare caracterizate prin viteze de propagare a undelor seismice cu mult mai mici decît cele din sare (1 500—2 500 m/s față de 4 000—5 000 m/s), metoda aplicată a fost cea de refracție. S-a utilizat o aparatură seismică cu posibilități de înregistrare în domeniul frecvențelor înalte (100—500 Hz), ceea ce a asigurat metodei o mare putere de rezoluție. Un model de secțiune seismică obținută este prezentat în figura 5.31.

O aplicare a metodei de refracție prin observații în subteran este descrisă de Gendzwill (1969). Punctele de explozie și geofoanele au fost amplasate pe plafonul camerelor de exploatare, reușindu-se astfel să se determine grosimea stratului protector de sare rămas în tavanul minei pînă la o formațiune calcaroasă, cu conținut mare de fluide, caracterizată printr-o viteză mai mare a undelor seismice.

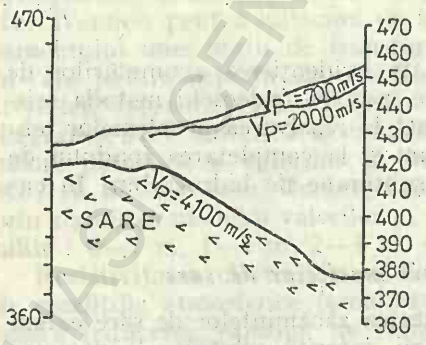



Fig. 5.31. Secțiune seismică în zona masivului Slănic Prahova (Cornea et al., 1973).

*Metoda seismică de reflexie* prin măsurători în subteran își găsește aplicabilitatea îndeosebi cînd contrastul de viteze între sare și formațiunea adiacentă este redus. Ea a fost aplicată cu precădere în RDG prin utilizarea unor metode specifice de înregistrare și prelucrare a datelor (Wachsmuth și Schmidt, 1962, Uhlmann, 1963) și a unor aparaturi seismice cu parametri superiori (Gerber, 1968).

Gerber și Uhlmann (1968) descriu o aplicare a metodei undelor reflectate pentru determinarea grosimii stratului de sare rămas între camerele de exploatare și stratul de anhidrit subiacent care conține soluții sub presiune. Adîncimea

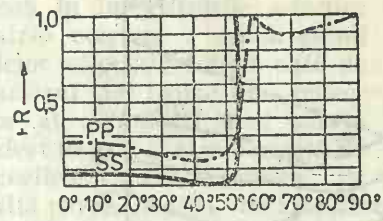



Fig. 5.32. Variația coeficientului de reflexie în funcție de unghiul de incidență (după Gerber și Uhlmann, 1968).

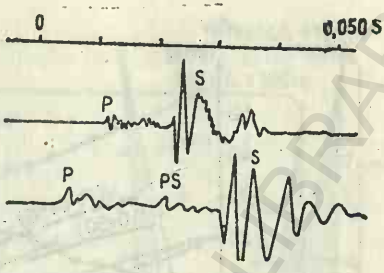



Fig. 5.33. Unde reflectate *P*, *S* și *PS* de la limita sare-steril din culcușul masivului Ocna Dejului (Cornea et al., 1973).

mică a orizontului de anhidrit și, în consecință, timpii mici de parcurs ai undei reflectate (5—100 ms) au impus, în vederea asigurării unei puteri de rezoluție corespunzătoare, folosirea unei aparaturi (EHAS-1) capabilă să lucreze în domeniul frecvențelor înalte (1—5 kHz). Timpii de propagare se citesc pe ecranul unui osciloscop sau printr-un sistem de afișaj numeric.

La rezolvarea problemei a contribuit în mare măsură și stabilirea unui judicios sistem de observație, ales pe baza variației coeficientului de reflexie în funcție de unghiul de incidență (fig. 5.32), ținîndu-se deci seama că în zona critică și cea transcritică se pot recepționa unde reflectate (PP sau SS) foarte intense. Precizia determinărilor a crescut prin posibilitatea înregistrării undelor transversale de tip PS și SS.

În țara noastră metoda de reflexie a fost aplicată la salina Ocna Dejului, pentru determinarea grosimii stratului protector de sare situat între nivelul camerelor de exploatare și culcușul zăcămîntului care conține apă sub presiune (Cornea et al., 1973). Undele au fost generate prin impact sau prin explodarea unor cantități mici de astralită iar măsurătorile s-au efectuat cu geofoane situate la intervale de 2—5 m pe profile longitudinale a căror lungime nu a depășit 200 m.

Pe înregistrări au fost separate (fig. 5.33) unde directe longitudinale (P) cu intensitate redusă, caracterizate prin viteze de 4 300—4 400 m/s și frecvențe de 300 Hz, unde directe transversale (S) mai intense, caracterizate prin viteze de 2 200—2 700 m/s și frecvențe de 180—200 Hz și unde reflectate de la baza sării, de tip PS și SS, mai intense în zona critică ($i = 40°—50°$).

Pentru exemplificare reproducem în figura 5.34 hodografele undelor înregistrate și secțiunea seismică rezultată pe unul din profilele studiate. Utilizarea frecvențelor înalte a asigurat metodei de reflexie o mare putere de rezoluție permițînd determinarea unei limite a cărei adîncime este în jur de 25 m. Este de remarcat concordanța bună între adîncimile determinate pe baza folosirii undelor PS și SS.

*Delimitarea zonelor fisurate din pilierii de susținere.* Pilierii de susținere existenți în sistemul de exploatare prin camere pot prezenta zone de fisuri

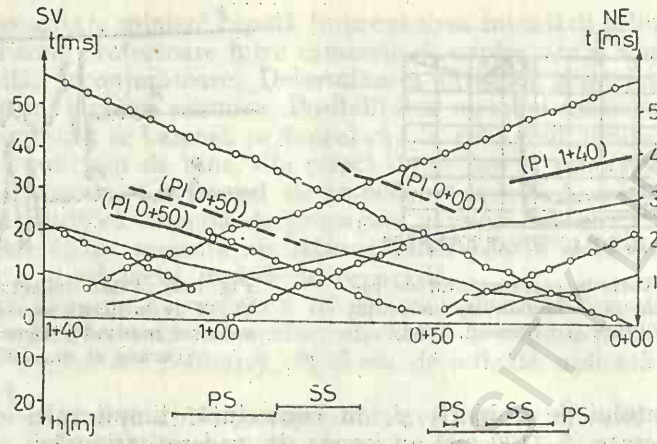



Fig. 5.34. Hodografe și secțiune seismică la masivul Ocna Dejului (Cornea et al., 1973).

mai mult sau mai puțin extinse, a căror cunoaștere este esențială în aprecierea pericolului de prăbușire.

Metoda seismică oferă posibilitatea detectării și delimitării unor astfel de zone întrucît procesul de fisurare are drept consecință o mișcare importantă a vitezei de propagare a undelor elastice și o creștere a coeficientului de absorbție. Pentru rezolvarea acestui gen de probleme se folosește procedeul seismografierii, studiindu-se în paralel atît caracteristicile cinematice (viteze) cît și cele dinamice (amplitudini).

Un exemplu de aplicare a acestei metodologii îl reprezintă determinarea extinderii unei zone de fisuri semnalată în colțul unui pilier de susținere din salina Ocna Dejului (Cornea et al., 1973). Dispozitivul de înregistrare cu geofoane la intervale de 1—2 m a fost amplasat pe peretele pilierului, astfel încît să depășească zona fisurilor superficiale, iar generarea impulsurilor seismice s-a realizat în jurul pilierului la două nivele față de vatra camerei. Pe direcțiile determinate de punctele de generare și cele de recepție au fost calculate vitezele de propagare a undelor $P$ și $S$, pe baza cărora s-a întocmit „indicatricea de viteze". S-a constatat că există direcții de-a lungul cărora valorile vitezei undelor seismice directe sînt mai mici ($V_P$ = = 4 200 m/s, $V_S$ = 2 100 m/s) în comparație cu vitezele obținute prin sarea compactă ($V_P$ = 4 600 m/s, $V_S$ = 2 500 m/s). Unirea punctelor de intersecție între direcțiile de-a lungul cărora se constată o viteză redusă a permis delimitarea zonei fisurate (fig. 5.35). Studiul dinamic al înregistrărilor seismice constînd din corelarea tuturor direcțiilor caracterizate printr-o puternică atenuare a undelor a confirmat rezultatul studiului cinematic.

*Determinarea cavităților cu soluții situate în acoperișul masivelor de sare.* Cunoașterea existenței unor eventuale acumulări de soluții în acoperișul masivelor de sare este imperios necesară în vederea evitării inundării salinelor. Pentru rezolvarea acestei probleme se poate folosi metoda undelor reflectate prin măsurători executate la suprafață (Cook, 1965, 1966). Cavită-

ţile umplute cu saramură se manifestă în înregistrările seismice printr-o creştere a amplitudinii undelor reflectate determinată de caracterul de foarte bun reflectator al suprafeţei apei sărate (perfect netedă şi caracterizată de un coeficient mare de reflexie). Pe de altă parte, „lentila" de apă sărată constituie un ecran pentru energia seismică reflectată de limite subiacente (fig. 5.36). În consecinţă, prezenţa cavităţilor umplute cu soluţie poate fi pusă în evidenţă prin anomalii de amplitudine a undelor reflectate de diferite orizonturi; aceste anomalii sînt mai pregnante în cazul înregistrării undelor reflectate transversale.

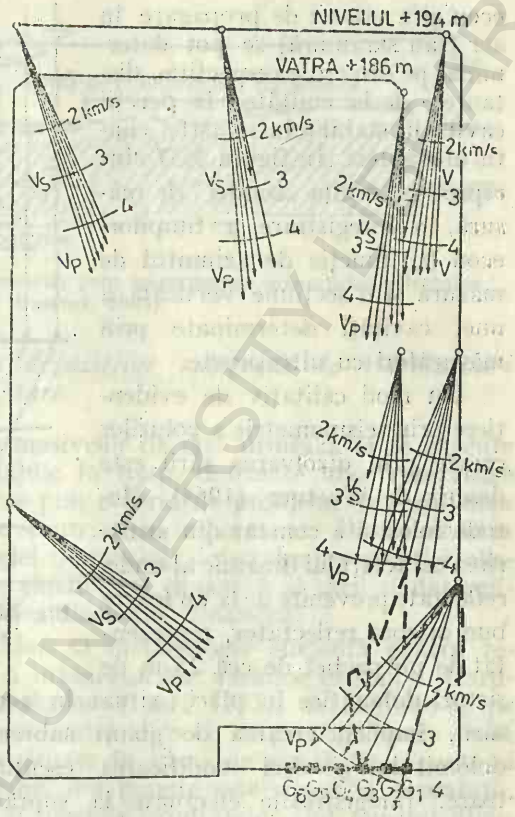



Fig. 5.35. Conturarea unei zone fisurate pe baza valorilor indicatricei de viteze.

Pentru aplicarea cu succes a metodei descrise, bazată pe studiul caracteristicilor dinamice ale undelor reflectate, este necesară eliminarea riguroasă a influenţei pe care diferiţi factori (cuplajul sol-geofon, intensitatea diferită a exploziilor) o pot avea asupra amplitudinii undelor înregistrate. Un mijloc indirect, dar eficient, de a asigura această eliminare îl constituie luarea în considerare nu a amplitudinii absolute a undei reflectate, ci a raportului între această valoare şi amplitudinea corespunzătoare unei alte reflexii provenită de la un orizont cît mai uniform şi mai continuu.

*Determinarea formei golurilor create prin dizolvarea sării.* Exploatarea sării prin procedeul dizolvării dinamice poate fi urmată de prăbuşiri de teren dacă nu se iau măsuri de păstrare a unor pilieri de siguranţă cu dimensiuni corespunzătoare. Se impune în acest scop cunoaşterea cît mai exactă a evoluţiei golurilor subterane create în urma dizolvării sării şi evacuării saramurii.

Pentru determinarea formei unor asemenea cavităţi se fac observaţii prin seismoacustică, obţinîndu-se rezultate satisfăcătoare (Militzer, 1974). Procedeul se bazează pe lansarea la diferite adîncimi a unei „sonde" speciale compusă dintr-un emiţător de ultrasunete care poate fi orientat pe diferite azimuturi şi înclinări (Prakla—Seismos, 1971), avînd deci posibilitatea să emită în toate direcţiile; impulsurile se reflectă pe pereţii golurilor şi sînt apoi recepţionate de un captor montat în aceeaşi „sondă". Pe baza timpilor-

ecou și a vitezei de propagare în aer (sau saramură) se pot determina, pe direcțiile respective, distanțele de la emițător la pereții cavității, stabilindu-se astfel conturul acesteia. În figura 5.37 sînt reproduse schița „sondei" de măsură, o înregistrare a timpilor-ecou ($t_e$) funcție de azimutul de măsură și o secțiune verticală a unei cavități determinate prin măsurători cu ultrasunete.

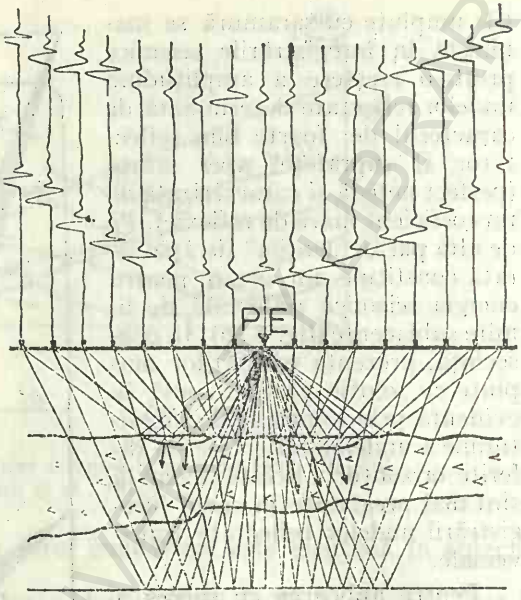



Fig. 5.36. Principiul determinării cavităților cu soluții cu ajutorul undelor reflectate.

Un mod calitativ de evidențiere prin seismometrie a golurilor create prin dizolvarea sării este descris de Wustner (1964). Metoda folosită a constat din urmărirea caracterului dinamic al undei reflectate provenite de la un foarte bun orizont reflectator, reprezentat de un pachet de cca 25 m de șisturi dolomitice în plăci, situat în acoperișul sării. Avansarea dizolvării sării, implicit crearea de goluri subterane, a determinat o fracturare a dolomitului și deci modificarea esențială a proprietăților lui reflectatoare. Înregistrările efectuate la suprafață au evidențiat existența unor zone în care unda reflectată nu a mai putut fi urmărită, ceea ce a permis stabilirea perimetrelor în care a avut loc fracturarea și prăbușirea pachetului de dolomit (fig. 5.38).

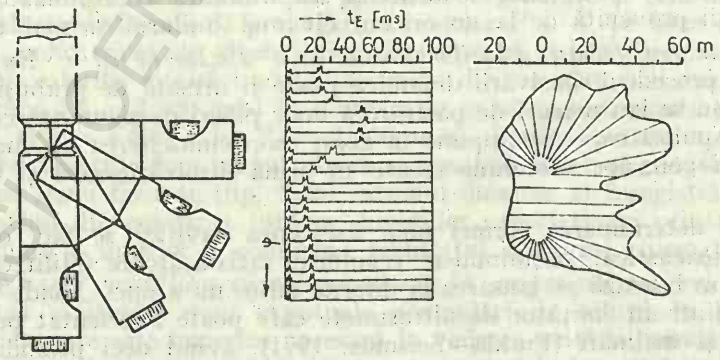



Fig. 5.37. Sistemul Prakla-Seismos de determinare a golurilor create prin dizolvarea sării.

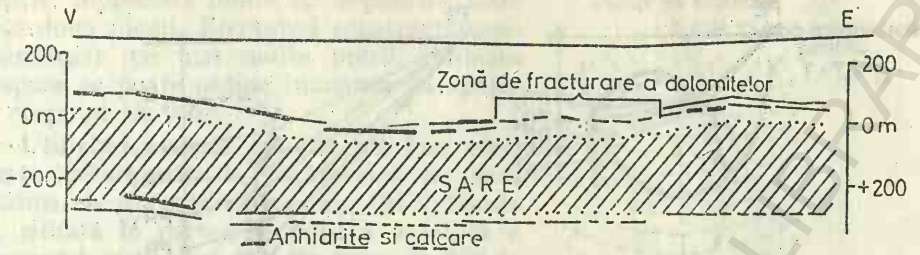



Fig. 5.38. Evidențierea fracturării dolomitelor prin întreruperea orizontului reflectator (după Wustner, 1964).

*Probleme legate de proiectarea depozitelor subterane de hidrocarburi lichide în cuprinsul masivelor de sare.*

În cazurile în care în cuprinsul masivelor de sare urmează să se execute cavități riguros dimensionate și stabile în timp, destinate unor rezervoare subterane de hidrocarburi lichide, se pun o serie de probleme la rezolvarea cărora seismometria poate aduce o contribuție importantă. Dintre acestea menționăm : determinarea morfologiei diapirului, determinarea poziției olistolitelor, evaluarea coeficienților de elasticitate dinamici ai sării și determinarea formei cavității obținute prin dizolvare dinamică.

*Determinarea morfologiei diapirului.* O metodologie eficientă pentru rezolvarea acestei probleme este cea a măsurătorilor seismice în sonde (Gardner, 1949 ; Tumilovici 1962 ; Kalamkarov et al., 1975), ea bazîndu-se pe cunoașterea timpului în care unda seismică directă se propagă între două puncte (de generare și de recepție) situate în găuri de sondă, de o parte și de alta a limitei sare-steril. Dacă unul din puncte este situat la suprafață, puterea de rezolvare a procedeului și precizia rezultatelor sînt sensibil diminuate.

În lucrările curente, amplasarea spațială de detaliu a dispozitivelor de generare și de înregistrare este dictată de caracterul problemei structurale de rezolvat. Astfel, pentru precizarea formei părții superioare a masivului de sare sînt suficiente măsurători într-un foraj adînc situat în zona centrală a masivului (fig. 5.39, *a*) sau la periferia lui (fig. 5.39, *b*). Pentru stabilirea geometriei flancurilor masivului de sare trebuie însă să se dispună de măsurători în foraje situate în vecinătatea diapirului (fig. 5.40). Literatura de specialitate (Kalamkarov et al., 1975) citează posibilitățile metodei seismice cu privire la determinarea părții inferioare a zonelor de revărsare laterală a sării. Sistemele de observație implică, în acest caz, existența a două foraje adînci care traversează aceste zone și rămîn în afara masi-

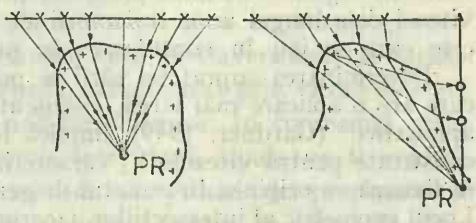



Fig. 5.39. Sisteme de observație pentru determinarea coperișului unui masiv de sare : *PR* — punct de recepție.

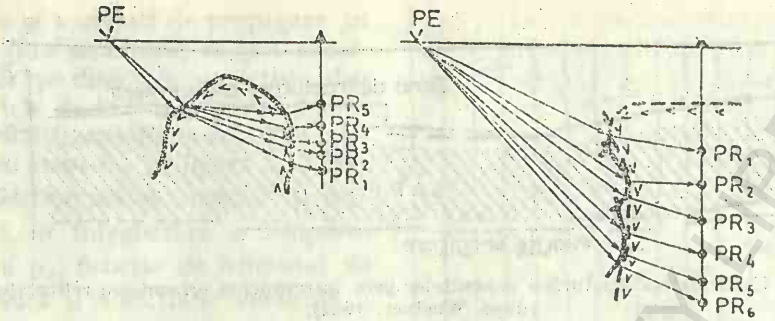



Fig. 5.40. Sisteme de observație pentru determinarea flancurilor unui masiv de sare:
*PE* — punct de emisie; *PR* — punct de recepție.

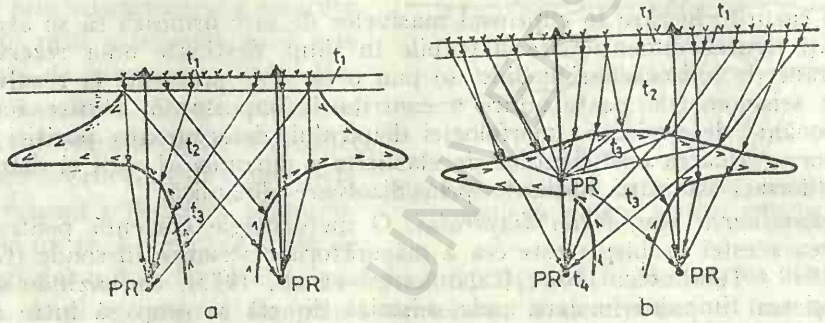



Fig. 5.41. Sisteme de observație pentru determinarea părții inferioare a zonelor de revărsare laterală a sării (după Kalamkarov et al., 1975):
*PR* — punct de recepție.

vului de sare (fig. 5.41). Desigur, sistemele de observație menționate nu epuizează posibilitățile de amplasare a punctelor de explozie și a seismoreceptoarelor.

Pentru valorificarea datelor de observație este necesar să se obțină informații cît mai exacte cu privire la viteza de propagare a undelor seismice prin formațiunile geologice investigate. În acest scop se efectuează măsurători de carotaj acustic și de seismocarotaj direct, folosindu-se sondele existente în regiune. Ultimul procedeu prezintă avantajul de a obține valoarea vitezei de-a lungul unor traiectorii ale undelor seismice cît mai apropiate de cele care se iau în considerare în prelucrarea ulterioară.

Determinarea suprafeței sării se poate face prin mai multe metode. Cea care are o aplicare mai largă, cunoscută sub denumirea de metoda „curbelor aplanatice" (Gardner, 1949), implică folosirea a două diagrame de izocrone, construite pentru vitezele $V_1$ caracterizînd sarea și $V_2$ mediul adiacent, care se fixează cu originea în punctul de generare, respectiv de recepție (fig. 5.42). Locul geometric al intersecțiilor izocronelor a căror sumă este egală cu timpul înregistrat definește în secțiune o curbă aplanatică iar înfășurătoarea unor astfel de curbe aplanatice, obținute pentru diferite puncte de generare și re-

cepție, reprezintă limita de separație între cele două medii. Efectuînd construcții asemănătoare pe mai multe profile judicios dispuse se poate obține imaginea în spațiu a corpului de sare.

Utilizînd această metodă au fost efectuate determinări la zăcămîntul de sare Slătioarele-Argeș (Cristea et al., 1977). Sonda $S_1$ situată în partea de nord a acestuia a traversat sarea pînă la adîncimea de 950 m apoi a intrat în brecia sării și a întîlnit pînă la 1 300 m formațiuni oligocene. Sonda $S_2$, situată la 200 m, a străbătut formațiunea cu sare de la suprafață pînă la 1 200 m adîncime. Conturarea evoluției flancului sării în domeniul cuprins între cele două foraje a fost efectuată prin amplasarea sursei de generare a undelor seismice (un echipament de perforare tip JET 8) în formațiunile oligocene (sonda $S_1$) și a dispozitivului de înregistrare în sare (sonda $S_2$). S-a aplicat metoda curbelor aplanatice în două variante privind valoarea vitezei de propagare în sare (4 150 m/s obținută din carotajul direct și 4 400 m/s obținută din seismocarotajul acustic) și s-a obținut un domeniu relativ restrîns în care poate fi situată limita dintre masivul de sare și complexul de roci oligocene adiacente (fig. 5.43).

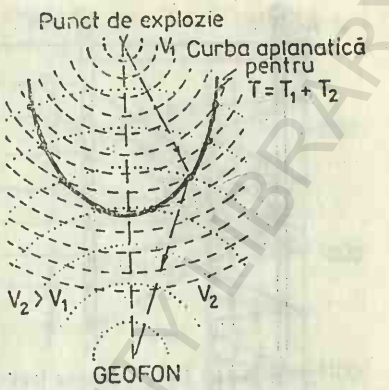


Fig. 5.42. Principiul metodei „curbelor aplanatice".

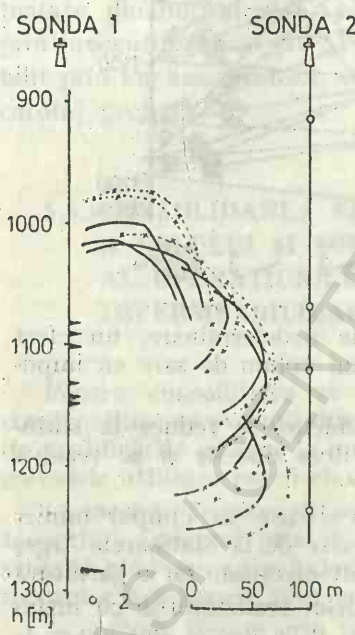


Fig. 5.43. Conturarea flancului masivului de sare Slătioarele — Argeș prin măsurători seismice între foraje (metoda curbelor aplanatice).

*Determinarea poziției olistolitelor.* Stabilirea poziției olistolitelor cuprinse într-un masiv de sare reprezintă o problemă cu un grad de dificultate sporit, mai ales în cazul în care ele nu sînt interceptate de foraje sau au dimensiuni reduse. Rezolvarea se reduce în principiu la detectarea unor neomogenități de dimensiuni relativ reduse iar metoda recomandată este aceea a „seismografierii" între foraje. Un olistolit cuprins în masa sării constituie pentru undele seismice care îl traversează un mediu mai absorbant, caracterizat prin viteze mai reduse ale undelor seismice. În consecință, prezența acestuia între două sonde va fi evidențiată de scăderi ale vitezei de propagare și amplitudinii undei seismice pe direcțiile care îl traversează (fig. 5.44). Trebuie menționat

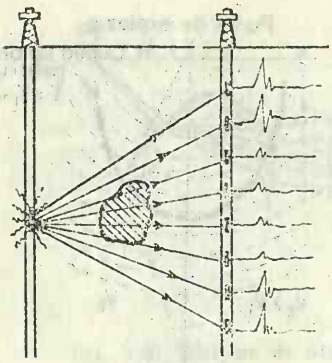


Fig. 5.44. Determinarea prezenței unui olistolit prin scăderea vitezei de propagare și a amplitudinii undelor seismice.

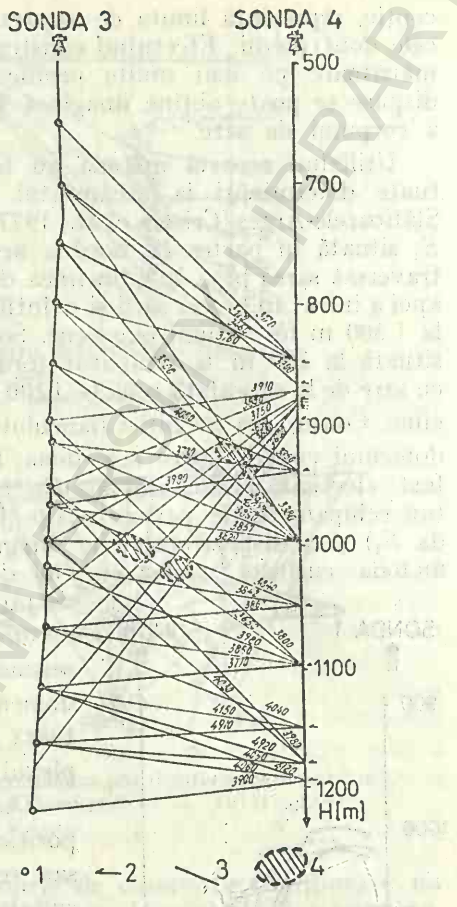



Fig. 5.45. Determinarea poziției olistolitelor de argilă situate între două sonde la masivul de sare Slătioarele, Argeș :

*1* — poziția seismoreceptorului ; *2* — punct de explozie ; *3* — raza pe care s-a determinat viteza undelor seismice ; *4* — zonă cu viteze reduse ale undelor seismice.

însă că rezultatele comportă un grad ridicat de nedeterminare, un efect asemănător putînd fi provocat și de prezența unui volum de sare cu impurități diseminate.

Dacă olistolitul a fost interceptat de sondă problema se reduce la stabilirea limitei între două medii caracterizate de viteze diferite și se rezolvă prin procedeul descris în paragraful precedent.

O determinare a poziției olistolitelor de argilă situate în cîmpul minier dintre două sonde s-a realizat la zăcămîntul de sare de la Slătioarele-Argeș (Cristea et al., 1977). Măsurătorile seismice au fost efectuate cu o garnitură de două geofoane dispuse la 50 m, generarea undelor realizîndu-se cu instalația de perforare JET 80. Amplasarea punctelor de generare și a celor de recepție precum și rezultatele obținute sînt reprezentate în figura 5.45. Poziția olistolitelor a fost determinată de intersecția între parcursurile undei seismice caracterizate prin viteze mai mici de propagare. Studiul caracte-

risticilor dinamice a stabilit că pentru aceleași parcursuri intensitățile undelor recepționate au fost relativ mai reduse.

*Evaluarea coeficienților de elasticitate dinamici.* La aprecierea stabilității depozitului subteran de hidrocarburi trebuie să se țină seama și de valorile modulului de elasticitate dinamic al sării, de unde rezultă necesitatea cunoașterii acestuia.

După cum s-a arătat anterior (cap. 31), determinarea modulului de elasticitate dinamic se poate realiza cu suficientă precizie dacă se cunosc vitezele de propagare a undelor longitudinale și transversale, elemente care pot fi obținute cu precizie satisfăcătoare prin măsurători seismice în sonde.

Un exemplu este oferit de cercetările întreprinse la zăcămîntul de sare Slătioarele-Argeș. Rezultatele obținute (fig. 5.46) pun în evidență valori relativ scăzute ale modulului de elasticitate dinamic al sării, ceea ce se explică prin procentul ridicat (20%) de insolubil, stabilit prin analiza carotelor și a diagrafiilor de carotaj geofizic.

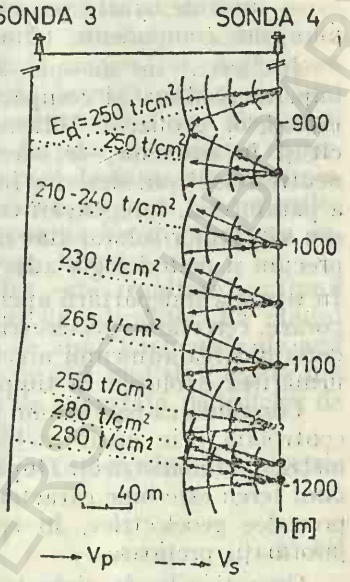



Fig. 5.46. Determinarea modulului de elasticitate dinamic al sării între două sonde la masivul de sare Slătioarele — Argeș.

## 5.5. CONSOLIDAREA ELECTROCHIMICĂ ȘI ELECTRICĂ A SOLULUI ȘI SUBSOLULUI. CONTROLUL ELECTRIC AL OPERAȚIUNILOR DE CONSOLIDARE, IMPERMEABILIZARE ȘI COMPACTARE

Pentru consolidarea și impermeabilizarea terenurilor de fundație ale construcțiilor se execută diferite tipuri de lucrări tehnice speciale. În funcție de modificările pe care le introduc în starea naturală a solului și subsolului, metodele utilizate pot fi clasificate după cum urmează :

— metode bazate pe schimbări cantitative în fazele componente ale terenului : îndesare prin metode mecanice (sarcini statice, șocuri, explozii, vibrații etc.) sau prin îndepărtarea apei din pămînt (drenare prin mijloace mecanice sau uscare prin evaporare) ;

— metode bazate prin transformări calitative în alcătuirea fazelor componente ale terenului. În această categorie sînt incluse o serie de procedee termice (înghețare sau ardere a pămîntului), geoelectrice (electrodrenare, electrocompactare, schimbare a direcției curentului de apă subterană prin electroosmoză), electrochimice sau chimice (salinizare) ;

— metode bazate pe schimbarea compoziției terenului, prin introducerea unor noi componente (cimentare, argilizare, bituminizare, silicatare etc.).

Indiferent de metoda aplicată, controlul operațiunilor de consolidare, impermeabilizare și compactare a terenului poate fi efectuat și cu ajutorul metodelor geofizice. Măsurarea gradului de compactare, atît la suprafață, cît și în adîncime, se execută cu dispozitivele radiometrice gama-gama și neutron-neutron, descrise în § 1.3. În cazul metodelor mecanice de îndesare a pămîntului, înregistrări cu instalații seismometrice ale șocurilor, exploziilor sau vibrațiilor solului sînt de natură să precizeze parametrii optimi de lucru, precum și metodologia adecvată pentru obiectivul care necesită consolidarea. În situația îndepărtării apei din pămînt prin mijloace mecanice sau prin evaporare, cercetările geoelectrice prin metoda sondajului electric vertical permit determinarea adîncimii nivelului freatic și, implicit, prin măsurători repetate, urmărirea evoluției în timp a acestuia.

Consolidarea pămîntului prin înghețare sau prin ardere poate fi de asemenea controlată prin unele metode geofizice (electrometrice, geotermice, seismometrice, radiometrice). După cum s-a arătat în § 3.3, starea de înghețare a unui teren este bine caracterizată de rezistivitatea acestuia, astfel încît unele procedee geoelectrice, în special metoda sondajului electric vertical oferă informații prețioase.

Operațiunile de cimentare, argilizare, bituminizare sau silicatare a pămîntului, tehnici foarte răspîndite în prezent, pot fi urmărite și dirijate, de asemenea, pe cale electrică.

În cazul alunecărilor de teren sau a instabilității unor taluze, ca urmare a creerii unor plane de alunecare, cele mai frecvente metode de stabilizare presupun deshidratarea acestora prin executarea unor lucrări de drenare. În diverse condiții geologice și morfologice de teren apar, însă, situații în care aceste metode nu dau rezultatele scontate. Asupra apei, prezentă în formațiunea alunecătoare, acționează două forțe : gravitatea și forța de ascensiune capilară. Pentru roci cu granulație medie, forța gravitațională depășește cu mult pe cea capilară și ca urmare, aceste roci pot fi deshidratate prin crearea unor drenaje amplasate suficient de jos, pentru a coborî nivelul hidrostatic. Cu cît solul este constituit din particule mai fine, cu atît forțele capilare sînt mai mici. Solurile cu permeabilitate sub $10^{-2}$ cm/s nu mai pot fi consolidate prin coborîrea nivelului apei subterane. În asemenea situații sînt de o deosebită utilitate metodele geoelectrice și anume, deshidratarea geoelectrică (electrodrenare) și consolidarea electrochimică.

*Deshidratarea geoelectrică* presupune aplicarea unui cîmp electric, sub influența căruia apa și particulele argiloase coloidale sînt puse în mișcare. Pe această cale, prin electroforeză (mișcarea particulelor coloidale) sau electroosmoză (deplasarea electroliților prin medii poroase) are loc deshidratarea capilarelor rocii, dar acest rezultat nu este de durată. Astfel, după suprimarea cîmpului electric, compoziția pămîntului nefiind modificată, se revine la situația inițială.

Explicația fenomenului constă în faptul că la contactul dintre apă și pereții capilarelor iau naștere potențiale electrice, determinate de absorbția preferențială a ionilor negativi. Sarcina electrică a acestora este compensată de

un roi de cationi, denumiți „contraioni", care se grupează în vecinătatea peretelui. O parte dintre acești contraioni se găsesc în imediata vecinătate a suprafeței și, datorită forțelor de atracție exercitate asupra lor, deplasarea sub acțiunea cîmpului electric exterior este redusă. Această pătură de ioni legați constituie stratul fix de contraioni. Restul contraionilor sînt răspîndiți la distanțe mai mari, ceea ce face ca intensitatea forțelor de atracție superficială să fie mai redusă. Ca atare, contraionii se pot deplasa sub acțiunea cîmpului electric ; ei constituie stratul mobil sau difuz. În jurul contraionilor se orientează molecule de apă, care în funcție de poziția lor în raport cu suprafața capilarului vor constitui apa legată sau apa liberă.

Deplasarea electroosmotică a apei prin pămînt este rezultatul acțiunii cîmpului electric asupra contraionilor complexului de adsorbție. La rîndul lor, contraionii antrenează în mișcare moleculele de apă. Particulele de apă se pun în mișcare succesiv, începînd cu peliculele de apă mai slab legate din porii mai mari și continuînd cu cele mai apropiate de suprafața peliculelor de argilă din porii cu dimensiuni din ce în ce mai reduse.

Notînd cu $V_e$ viteza de deplasare rezultată sub acțiunea cîmpului electric se poate scrie relația :

$$V_e = \alpha \frac{\varphi \varepsilon}{4\pi\eta} \cdot \frac{\Delta V}{l} \tag{5.11}$$

în care $\Delta V$ este diferența de potențial electric aplicat capilarului, $\varepsilon$ — constanta dielectrică a soluției, $\varphi$ — potențialul electrocinetic al stratului dublu ce se formează pe suprafața capilarului, $\eta$ — viscozitatea iar $\alpha$ — un factor ce depinde de dimensiunile capilarului (diametrul $d$ și lungimea $l$). În ultimă instanță, relația se scrie (Casagrande, 1949) :

$$V_e = k_e \frac{\Delta V}{l} \tag{5.12}$$

unde $k_e$ este coeficientul de permeabilitate electroosmotică și are valoarea medie de $5 \cdot 10^{-5}$ cm$^2$/V.s. Relația (5.12) arată că viteza de deplasare a electrolitului crește liniar cu tensiunea aplicată din exterior. Trebuie menționat totuși că această viteză rămîne foarte mică. Astfel, la un raport $\Delta V/l$ de 5 V/cm, viteza de deplasare atinge valoarea de $2{,}5 \cdot 10^{-4}$ cm/s, ceea ce înseamnă că o moleculă de apă va străbate un drum de 10 cm în 10 ore.

Realizarea practică a operației de deshidratare implică introducerea în terenul ce urmează a fi consolidat a unor electrozi confecționați din tuburi perforate de aluminiu, care constituie catozii. Acestea sînt conectate la o pompă de vid pentru extragerea apei. Ca anozi se folosesc bastoane de fier. De obicei, sînt utilizați curenți între 50 și 150 A, produși la o diferență de potențial aplicată de 10—100 V/metru distanță între electrozi. În cursul procesului de deshidratare a terenului, tuburile de aluminiu se dizolvă, contribuind și pe această cale la consolidarea terenului.

Pentru extragerea unui litru de apă prin acest procedeu, Fritsch (1960) apreciază că este nevoie de un consum de energie de aproximativ 0,6—0,7 kWh. Consumul de energie pe m$^3$ de teren consolidat variază în funcție de natura terenului și este în general cuprins între 5 și 20 kWh.

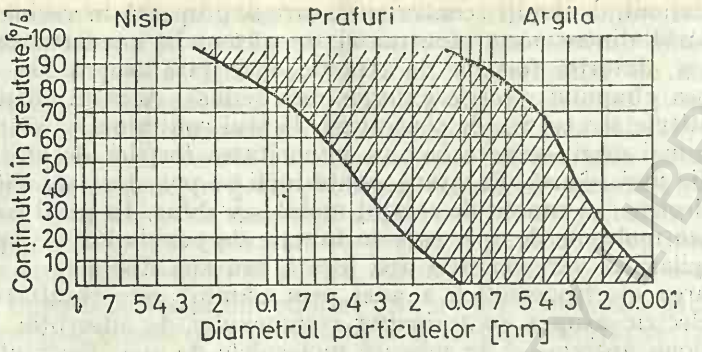



Fig. 5.47. Domeniul de aplicare a drenării electro-osmotice (domeniul Casagrande) în funcție de compoziția granulometrică a pămîntului.

Avînd în vedere costul relativ ridicat al procedeului, rezultă că, cel puțin din punct de vedere economic, acesta este indicat să fie aplicat numai în cazurile în care alte procedee nu dau rezultate, în special în apropierea limitei de curgere a formațiunilor de consolidat. După cum reiese din graficul prezentat în figura 5.47, în care pe abscisă este dat diametrul mediu al particulelor constitutive ale terenului și în ordonată procentul acestora din volumul total, aplicarea procedeului este rentabilă și dă cele mai bune rezultate în domeniul haşurat, denumit domeniul Casagrande. Pentru formațiuni cu un conținut de material foarte fin ($d < 0{,}02$ mm) de tipul rocilor argiloase, Mc. Lean și Rolfe (1945) indică creșterea consumului de energie de deshidratare în funcție de procentul de material pelitic fin (fig. 5.48). Valorile sînt estimate pentru consolidarea unui $cm^3$ de teren. Se poate constata că, odată cu mărirea gradului de finețe a materialului, consumul de energie crește.

Pentru terenuri argiloase, cu o permeabilitate mai scăzută, zona catodică se realizează sub forma unei găuri cu un diametru ceva mai mare decît al electrodului perforat, conectat la pompa de vid. În spațiul liber din jurul electrodului se introduce pietriș, creind astfel în mod artificial o zonă de permeabilitate ridicată (fig. 5.49). Întrucît, însă, volumul deshidratat este destul de mic, sondele catodice pentru acoperirea unei suprafețe date, trebuie distribuite cu o echidistanță de 5—15 m.

În ceea ce privește eficacitatea deshidratării în funcție de intensitatea curentului injectat, se constată că la curenți mici, deshidratarea (exprimată în procente, raportată la 1 A consumat) este proporțională cu intensitatea. Se ajunge rapid la un fenomen de saturare, la care, indiferent de intensitatea curentului, eficacitatea procesului se menține constantă. În continuare, dacă curentul injectat crește, se constată o diminuare a procesului de consolidare și deshidratare. Eficacitatea maximă este atinsă între 8 și 20 A, în care caz deshidratarea ajunge la o valoare de 1,5—1,8%/A.

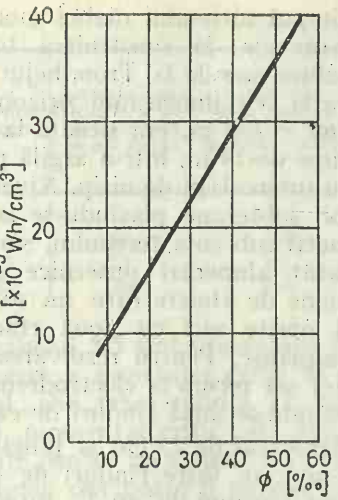



Fig. 5.48. Consumul de energie electrică $Q$ (în Wh/cm³) în funcție de procentul componentei foarte fine (<0,02 mm) din volumul total al rocii.

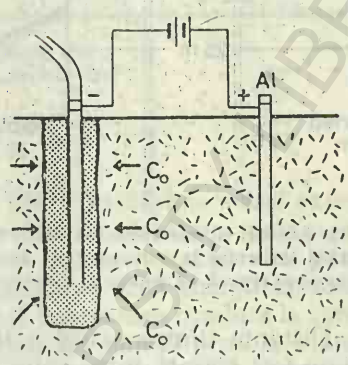



Fig. 5.49. Realizarea instalației de deshidratare electrică în cazul terenurilor argiloase, mai puțin permeabile.

Curentul electro-osmotic are un sens bine precizat, de la anod înspre catod. Acest fapt permite utilizarea electro-osmozei ca mijloc de dirijare a curentului de apă subterană și implicit consolidarea terenului, în special a taluzelor supuse acțiunii hidrodinamice (fig. 5.50).

Un exemplu (Casagrande 1947) se referă la combaterea pericolului de transformare a pământului dintr-o groapă de fundație în pământ curgător, datorită curentului de apă care ar pătrunde pe sub pereții de palplanșe, în spatele cărora se execută săpătura. Prin așezarea anozilor în lungul pereților de palplanșe, în exteriorul gropii de fundație sau la o oarecare distanță de peretele de palplanșe, curentul de apă subterană este dirijat și tendința de a pătrunde în săpătură este diminuată (fig. 5.51). Metoda a fost aplicată în

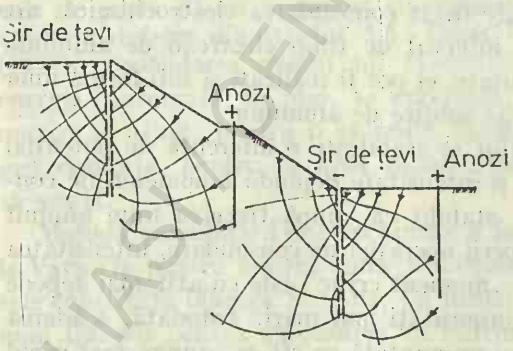



Fig. 5.50. Dirijarea curentului de apă subterană pe cale geoelectrică în vederea consolidării unui taluz.

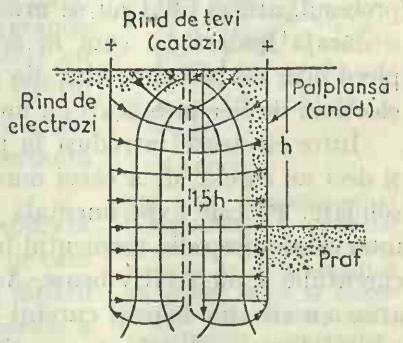



Fig. 5.51. Oprirea pătrunderii apei în săpătura unei fundații pe cale geoelectrică.

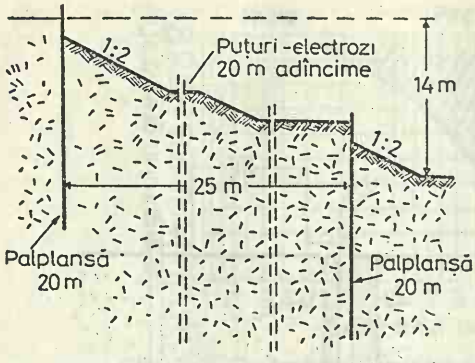



Fig. 5.52. Lucrări de electrodrenaj în vederea consolidării terenului la o lucrare de fundație de mare anvergură (Tronhejm, Norvegia).

timpul ultimului război mondial în Norvegia, la construirea bazei de submarine de la Trondhejm. Excavația, cu dimensiuni orizontale de 160 × 230 m, era situată la o adîncime de 14 m, într-o argilă prăfoasă cu intercalații de nisip. Nivelul apelor subterane plasîndu-se la cîțiva metri sub cota terenului, s-au constatat alunecări puternice și fenomene de afuiere care nu au putut fi oprite nici cu două rînduri de palplanșe. Pentru rezolvarea situației s-a recurs la electrodrenaj, utilizîndu-se două rînduri de catozi cu diametrul de 25 cm și lungimea de 20 m. Distanța dintre catozi a fost de 9 m, iar între rînduri de 13,5 m. Anozii au fost plasați între catozi. Utilizînd tensiuni de 40 V, intensitatea curentului s-a ridicat la 20—30 A/electrod. Debitul de apă, extras cu pompe, a atins valori între 11 și 475 l/h, la un consum de energie final de 0,4 kWh/m$^3$. După începerea tratamentului electric, fenomenele periculoase au încetat și săpătura s-a putut continua în condițiuni normale (fig. 5.52).

*Consolidarea electrochimică* presupune o intervenție în structura chimică a mineralelor argiloase. Printr-o tratare electrochimică adecvată, cationii mono — și bivalenți prezenți în materialul argilos sînt schimbați cu cationi de $Al^{3+}$. Prin această mutație, compoziția chimică a argilei se modifică avînd loc o micșorare a gradului de plasticitate și respectiv o creștere a indicelui de consistență. Modificarea fiind ireversibilă, consolidarea este de durată.

În mod teoretic procesul de înlocuire are loc în întregul volum de rocă străbătut de curent. Acesta este injectat în sol prin intermediul unor electrozi, confecționați sub formă de bare sau plăci din aluminiu, element care oferă astfel și cationul de schimb. În practică, s-a constatat că fenomenul electrochimic este localizat în vecinătatea electrozilor, în special a anodului. Pentru că procesul, atunci cînd nu se urmărește decît consolidarea electrochimică, are o durată limitată și cum în acest interval de timp electrozii de aluminiu pierd doar un procent redus din greutate, ei pot fi realizați și sub forma unor electrozi de fier îmbrăcați cu un strat subțire de aluminiu.

Între electrozii introduși în pămînt se stabilește o diferență de potențial și deci un curent, de a cărui durată și intensitate depinde fenomenul de consolidare. Pe cale experimentală s-a stabilit că, după trecerea unui anumit interval de timp din momentul începerii operației de consolidare, intensitatea curentului scade relativ brusc. Acest „moment critic" este cu atît mai repede atins cu cît sînt folosiți curenți cu intensități mai mari. Totodată, scăderea intensității curentului este cu atît mai pronunțată cu cît se ajunge mai rapid la această stare.

*Tabelul 5.5*

| Momentul critic, s | Scăderea procentuală a curentului față de cel inițial | Consumul de energie electrică pînă la atingerea momentului critic ($Whs^{-1}$) |
|---|---|---|
| 110 | 65 | 1,0 |
| 75 | 71 | 1,1 |
| 55 | 89 | 1,3 |

*Tabelul 5.6*

| Consum de energie, kWh | Creșterea relativă a capacității portante, % |
|---|---|
| Înainte de consolidare | 100 |
| 25 | 480 |
| 200 | 840 |
| 750 | 1 177 |

În tabelul 5.5 sînt prezentate (Fritsch, 1960) rezultatele a trei experiențe de atingere a punctului critic la intervale diferite de timp, pentru același material. Din tabel rezultă că, indiferent de mărimea curentului și durata acțiunii, momentul critic este atins la consumarea unei energii aproximativ constante pentru un anumit material. Această constatare conduce la concluzia că un teren dat poate fi deshidratat și consolidat numai pînă la o anumită limită. În ceea ce privește deshidratarea, ea poate fi dusă pînă la un procent de 15—20% în raport cu situația inițială. Scăderea bruscă a intensității curentului injectat este explicată prin apariția în jurul electrodului a unui strat slab conductor ce împiedică trecerea curentului și deci consolidarea în continuare a terenului. Grosimea acestui strat atinge circa 1 cm, iar a zonei consolidate în ansamblu circa 4 cm (fig. 5.53).

În particular, acest mod de consolidare a terenului își găsește o aplicație și la mărirea capacității portante a piloților metalici. Piloții sînt acoperiți în prealabil cu un strat de aluminiu. În jurul piloților, conectați la anodul unei surse de curent continuu, se creează o zonă consolidată care aderă la acesta. Frecarea dintre pilot și sol crește și deci și capacitatea portantă a acestuia (tabel 5.6). Valoarea curentului injectat atinge intensități cuprinse între 50 și 100 A. După Erlenbach (1936), capacitatea portantă poate crește pe această cale de peste 10 ori în raport cu valoarea inițială, conform datelor din tabelul 5.6. După Casagrande (1937), consolidarea solului nu evoluează liniar cu energia consumată. În plus, se apreciază, că efectul maxim se atinge pentru o anumită valoare a energiei debitate, pentru ca apoi capacitatea portantă să scadă.

Metoda consolidării electrochimice a fost aplicată la Varșovia pentru oprirea alunecării dealului pe care este construită biserica Sf. Ana. Ca urmare a săpării unui tranșeu pentru executarea în sistem deschis a unui tunel, o masă de pămînt a început să se disloce, inițial fiind mobilizați aproximativ 4 000 $m^3$ de

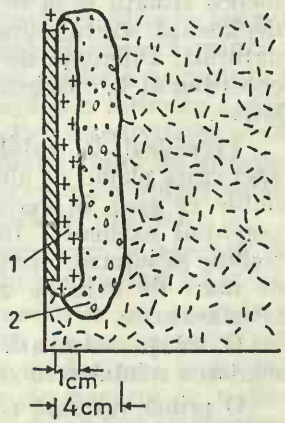



Fig. 5.53. Consolidarea electrochimică a terenului în vecinătatea unui electrod de Al. Prin schimbul de anioni, argila se bauxitizează îmbunătățindu-și proprietățile geomecanice: *1* — strat cu rezistivitate electrică și rezistență mecanică ridicată; *2* — strat consolidat.

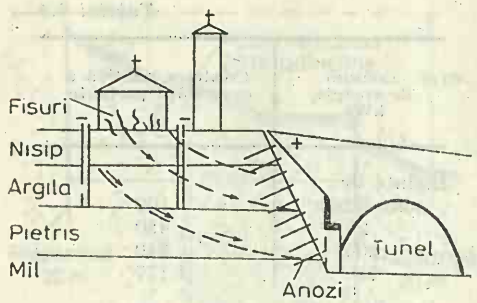



Fig. 5.54. Schema de consolidare geoelectrică și electrochimică a dealului bisericii Sf. Ana din Varșovia (după Cebertowicz).

pământ, pentru ca ulterior procesul de alunecare să antreneze circa 34 000 m³ și să se extindă pe o suprafață de 3 850 m².

Procesul de consolidare electrochimică a început cu taluzul săpăturii, anozii de aluminiu fiind introduși în taluz, iar catozii în apropierea bisericii (fig. 5.54). La scurt timp după începerea trecerii curentului electric, infiltrarea apei prin taluz a încetat, debitul de apă din tuburile catodice crescînd apreciabil. Efectul de consolidare (bauxitizare) din vecinătatea anozilor a permis stabilizarea taluzului pe un interval de adîncime de 14—15 m. După încetarea procesului de alunecare, a doua etapă a lucrării a constat în consolidarea terenului de fundație al bisericii. În acest scop s-au folosit bare de aluminiu de 4—8 m lungime pentru anozi și tuburi de oțel de diametru 150 mm și 6—8 m lungime pentru catozi. Întreaga lucrare s-a executat în 7 săptămîni, fiind consumați 2 923 kWh. Cu această ocazie a fost drenată o cantitate de 16 500 m³ de apă.

În ceea ce privește alunecările de teren propriu-zise, metodele geoelectrice oferă o soluție în cazurile în care pentru stabilizarea lor, deshidratarea planului de alunecare nu este posibilă sub raport tehnic sau economic. În asemenea situații se ia în considerație faptul că planul de alunecare pe care se deplasează stratul superior este capacitat de un fenomen de electro-osmoză naturală. Diferența de potențial ce apare provoacă migrarea apei pe limită, contribuind la mărirea plasticității acestei zone și facilitînd deplasările relative.

Procedeul de stabilizare propus (Veder, 1972) constă în oprirea migrării apei către planul de alunecare, prin simpla scurtcircuitare a stratelor electrice duble ce apar în vecinătatea planului, deci prin anihilarea diferențelor de potențial existente. În acest scop se introduc în pământ bare de fier ce trebuie să intersecteze planul de alunecare. Asigurîndu-se o densitate suficient de mare de bare pe zona supusă alunecărilor de teren, se obțin rezultate satisfăcătoare.

O soluție adecvată pentru realizarea unor lucrări de calitate este consolidarea solului prin combinarea metodelor geoelectrice cu metodele clasice.

O primă variantă constă în executarea simultană de lucrări prin metoda geoelectrică și procedeul injecțiilor cu lapte de ciment sau cu procedeul silicatărilor. În unele situații se caută ca materialul injectat să pătrundă cît mai mult în formațiunile geologice, contribuind la mărirea rigidității acestora. Alteori, pătrunderea lichidului este necesar să fie limitată, dar în schimb consolidarea terenului din imediata vecinătate a punctului de injecție trebuie să fie ridicată. Ambele cazuri se pot realiza cu condiția ca în afara tubului de injecție să se introducă în pământ și țăruși metalici. Aceștia vor fi legați la o sursă de curent de mare intensitate, cu polaritățile astfel alese

încît să se realizeze schema de injecție din figura 5.55. În cazul (*a*), materialul de injectare se depărtează de punctul de injecție, iar în cazul (*b*), țărușii de aluminiu creează deja o zonă consolidată locală, care împiedică pătrunderea mai departe a lichidului. Acesta se va acumula în vecinătatea forajului, dînd naștere unei zone puternic consolidate.

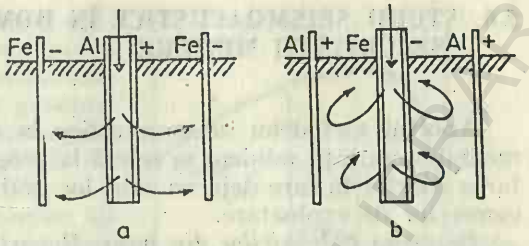



Fig. 5.55. Dirijarea pe cale electrică a consolidării terenului prin injecții. În cazul *a*, materialul injectat este canalizat în profunzime ; în cazul *b*, acesta este concentrat în vecinătatea forajului de injecție.

Evoluția procesului de injectare a soluțiilor poate fi urmărită măsurînd rezistența electrică ce apare la introducerea unui curent electric prin coloane de injecție în mediul din jurul forajului. În acest scop se realizează un circuit electric format din conducta de injecție, teren și o priză suplimentară în vecinătatea sondei. O primă măsurare se efectuează în absența laptelui de ciment sau a soluțiilor de injecție, valoarea obținută fiind dependentă de calitatea contactului dintre conducta de injecție și roca înconjurătoare, cît și de proprietățile electrice ale rocilor străbătute. Măsurătorile se repetă apoi la intervale de timp reduse (sau se înregistrează în mod continuu) odată cu începerea injecției. În această situație, în paralel cu rezistența conductă-rocă, este conectată în schema electrică echivalentă și o rezistență electrică, corespunzătoare contactului lapte de ciment-rocă. Simultan cu rezistivitatea se măsoară și presiunea în coloana de injecție. Variațiile rezistivității și presiunii sînt elocvente pentru stabilirea diverselor situații ce apar în timpul operației. În orice caz, la umplerea normală, stadiul final se remarcă printr-o creștere accentuată a presiunii de injecție, în paralel cu scăderea asimptotică a rezistivității electrice. În cazurile în care este necesară și o estimare cantitativă a rezultatului operației de consolidare, cunoscînd rezistivitatea rocii înainte și după consolidare, precum și rezistivitatea materialului de injecție, se poate calcula volumul golurilor (exprimat în procente de volum total) înainte de injecție, precum și volumul ocupat de materialul injectat.

Pentru lucrări de consolidare și impermeabilizare care se execută în special la lucrările hidrotehnice, o serie de detalii sînt prezentate în § 3.2 și 4.5.

O ultimă soluție este combinarea metodei electrometrice cu procedeele de compactare mecanică a terenului. Fie că este vorba de compactarea sub presiune continuă, fie prin șocuri mecanice, rezultatele sînt mai bune atît din punctul de vedere al rapidității consolidării, cît și din punctul de vedere al energiei totale consumate, în comparație cu utilizarea în același scop numai a unei singure metode.

Fenomenul de îndesare a pămîntului sub acțiunea curentului electric este cunoscut sub numele de *electrocompactare* și poate fi explicat prin faptul că deplasarea electroosmotică a apei prin pămînt este însoțită de o reducere a volumului spațiilor libere. În cazul acționării suplimentare pe cale mecanică, electroosmoza accelerează ritmul de evacuare a apei din subsol și, implicit, ritmul consolidării.

## 5.6. STUDII SEISMOACUSTICE ÎN DOMENIUL SECURITĂȚII MINIERE

Aportul metodelor seismoacustice la rezolvarea unor probleme din domeniul securității miniere se referă la prognoza prăbușirilor din mine, detectarea zonelor în care deja au avut loc prăbușiri și a „copturilor" din tavanul camerelor de exploatare.

*Prognoza prăbușirilor din mine.* Repartizarea tensiunilor în roci, mai ales în cele neomogene din punct de vedere mecanic, este foarte complicată fiind rezultatul cumulării efectelor cîmpului gravific și ale condițiilor geotehnice, rolul predominant revenind de cele mai multe ori acestora din urmă.

Efectuarea excavațiilor pe care le implică exploatarea minereurilor conduce nemijlocit la o redistribuire a tensiunilor litostatice din subsol, făcînd posibilă concentrarea acestora astfel încît să se depășească rezistența locală a materialului. În acest caz se formează microdegradări și fisuri care accentuează neomogenitatea mecanică a rocilor și creează condiții pentru dislocarea unor mase importante de material, soldate uneori cu prăbușiri catastrofale în sistemul galeriilor și camerelor de exploatare.

Pentru studierea stării de tensiune a rocilor în vederea stabilirii unor criterii de prognoză a prăbușirilor miniere (căderilor de roci), metoda seismoacustică oferă două procedee principale :

a) studiul modificării nivelului de microseisme (zgomote) de foarte înaltă frecvență (metoda acustică) ;

b) studiul variației vitezelor de propagare a undelor seismice prin roci (metoda seismică).

Primul procedeu se bazează pe faptul că fisurarea (ruperea) rocilor este precedată și însoțită de generarea unor impulsuri elastice cu frecvențe cuprinse în domeniul 300—1 600 Hz, care pot fi înregistrate cu o aparatură corespunzătoare ; numărul (într-o unitate de timp) și intensitatea acestor impulsuri depinde de amploarea fenomenului de fisurare, precum și de compoziția și structura rocii.

Cel de al doilea procedeu se bazează pe dependența directă care există între viteza de propagare a undelor seismice prin roci și tensiunile care acționează asupra acestora ; creșterea tensiunii determină o creștere a legăturilor elastice între particulele care constituie materialul, deci și a modulului lui de elasticitate.

În vederea stabilirii exacte a condițiilor de aplicare a criteriilor de prognoză menționate, au fost efectuate numeroase studii de laborator și „in situ" ale fenomenului de rupere a rocii.

Cercetările de laborator au urmărit în principal stabilirea evoluției în timp a nivelului și a caracteristicilor microseismelor care se produc atunci cînd o probă de rocă este presată pînă la sfărîmare. Rezultatele obținute de diverși cercetători (Riznicenko et al., 1956 ; Vinogradov, 1957 ; Vinogradov, 1959 ; Mogi, 1962 ; Anțiferov et al., 1971) sînt asemănătoare și stabilesc că momentul sfărîmării rocii este precedat de o creștere accentuată a numărului de microseisme și a energiei acestora ; uneori, cu puțin înainte de

acest moment, se remarcă o atenuare a activității microseismice. S-a stabilit de asemenea că pe măsură ce presarea probei avansează, spectrul de frecvență al vibrațiilor generate se deplasează spre domeniul frecvențelor joase — de la cca 2 400 Hz la cca 1 500 Hz (Șamina, 1956).

În ce privește schimbarea vitezelor de propagare odată cu presiunea la care este supusă roca, este ilustrativ graficul din figura 5.56, în care variația vitezei este reprezentată în funcție de raportul între presiunea efectivă și cea la care a avut loc sfărîmarea. Se pot distinge trei intervale: (a) în care viteza crește rapid, (b) în care creșterea vitezei este foarte lentă și (c) în care după o porțiune în care viteza se menține constantă ea descrește lent, apoi brusc.

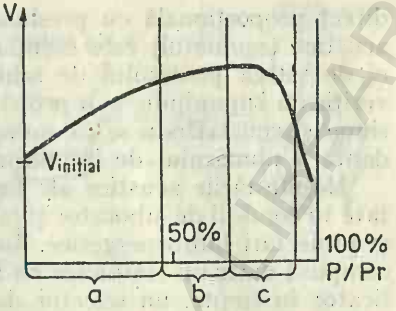



Fig. 5.56. Variația vitezei de propagare în funcție de raportul între presiunea efectivă $P$ și cea de rupere $P_r$ (după Vinogradov et al., 1966).

Aceiași autori studiază derivata vitezei $dV/dt$ și o compară cu variația zgomotului punînd astfel în evidență că schimbările bruște ale derivatei coincid cu maximele nivelului de zgomot (fig. 5.57); întrucît variația vitezei ($dV/dt$) este asemănătoare cu cea a derivatei presiunii ($dp/dt$) — viteza fiind

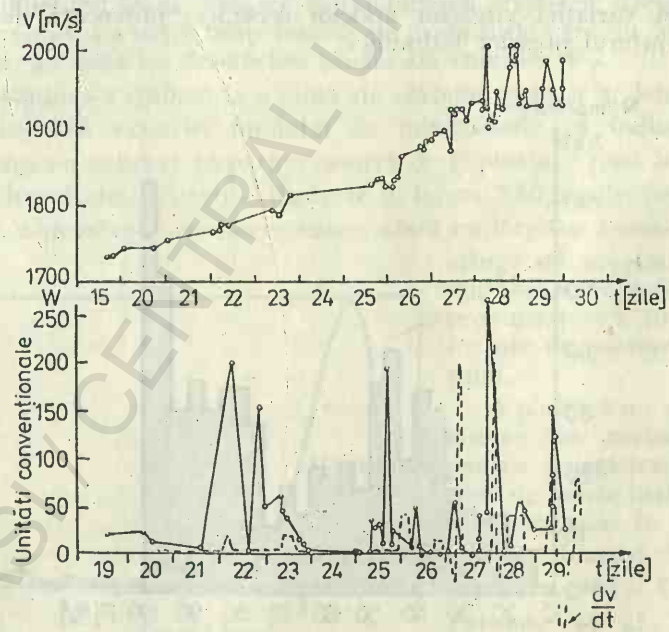



Fig. 5.57. Graficul comparativ al variației în timp a vitezei de propagare $v$, derivatei acesteia $dv/dt$ și a nivelului de zgomot $w$ (după Vinogradov et al., 1966).

direct proporțională cu presiunea — se poate trage concluzia că activitatea acustică (zgomotul) este esențial legată nu de valoarea absolută a tensiunii ci de viteza procesului de schimbare a acesteia. Această concluzie a fost verificată supunîndu-se o probă de rocă la variații lente apoi bruște de presiune și constatîndu-se că numai variațiile bruște determină o creștere evidentă a numărului de impulsuri.

Manifestările acustice ale fenomenului de rupere a rocilor au fost cercetate în condiții de laborator și la noi în țară, în cadrul Institutului de studii și proiectări hidroenergetice. Înregistrările au fost efectuate cu o aparatură compusă dintr-un traductor cu frecvența de rezonanță de 100 Hz, un amplificator în trepte, un selector de impulsuri cu nivel de trecere reglabil și un contor prevăzut cu un sistem de afișare a numărului de impulsuri acumulat. Graficele $N(P)$ construite (fig. 5.58) pun în evidență proporționalitatea numărului de impulsuri $N$ în raport cu presiunea, creșterea fiind bruscă în apropierea sfărîmării rocii.

Rezultatele cercetărilor de laborator, deși converg fără excepție spre aceleași concluzii, trebuie privite cu o oarecare rezervă, date fiind unele deosebiri esențiale față de condițiile din teren privind timpul de solicitare a rocii (mult mai lung în cazul proceselor din natură), volumele de rocă implicate (mult mai mari în natură) și solicitarea la care este supusă roca (mai complexă în natură, unde compresiunii i se adaugă întinderea și forfecarea).

O verificare „in situ" a concluziilor obținute în urma studiilor de laborator se impunea și a fost realizată de mai mulți cercetători, în general, prin determinarea variației vitezelor undelor seismice, provocată de stressarea rocilor cu ajutorul preselor hidraulice.

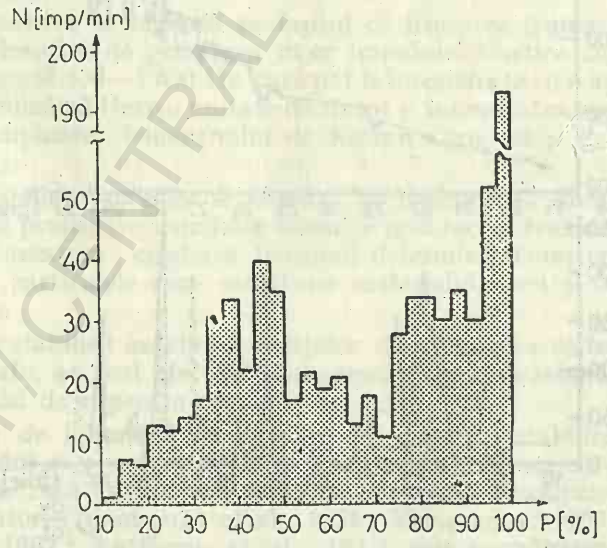



Fig. 5.58. Variația numărului de impulsuri $N$ în funcție de presiunea la care este supusă roca (după Tudorache, 1974)



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Un exemplu de testare în condițiile din natură a indicilor precursori pe care îi pune la dispoziție seismoacustica este descris de Brandy (1974). Un prim studiu s-a efectuat într-o mină uscată de sulfuri complexe și a constat din determinarea variației vitezelor de propagare a undelor seismice longitudinale în timpul reducerii treptate a grosimii pilierilor de susținere a unei camere de exploatare, pînă la prăbușirea tavanului acesteia. Au fost efectuate explozii de mai multe ori pe zi în diferite puncte ale minei, înregistrările realizîndu-se prin intermediul unei rețele de geofoane amplasate la trei nivele de exploatare. Cunoașterea timpilor de sosire a undelor $P$ (directe) a permis determinarea vitezelor $V_P$ (cu o eroare de cca 30 m/s) și urmărirea variației acestora în timp. Aceste observații au fost comparate cu evoluția prăbușirilor produse în urma reducerii dimensiunii pilierilor (de la 14 m la 10 m). După cum se poate vedea în figura 5.59, pe măsură ce diametrul pilierului scade, ceea ce corespunde cu creșterea stressului, viteza $V_P$ crește treptat. Cu puțin timp înainte de prăbușirile care au afectat tavanul camerei, au avut loc descreșteri bruște ale valorilor $V_P$.

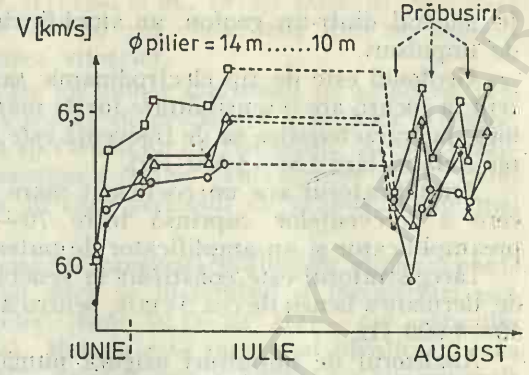


Fig. 5.59. Variația vitezei de propagare provocată de reducerea dimensiunii pilierului de susținere (Brandy, 1974).

Un alt studiu s-a realizat la o mină de cărbune pentru a determina posibilitatea utilizării variației fondului de microseisme ca indice precursor. În acest scop s-a excavat treptat o cameră de exploatare pînă la prăbușirea tavanului. Rezultatele obținute, ilustrate în figura 5.60, evidențiază creșterea importantă a numărului de microseisme odată cu lărgirea camerei; după ce atinge un maxim, activitatea microseismică scade brusc, aproximativ cu 10—15 minute înainte de prăbușirea acoperișului.

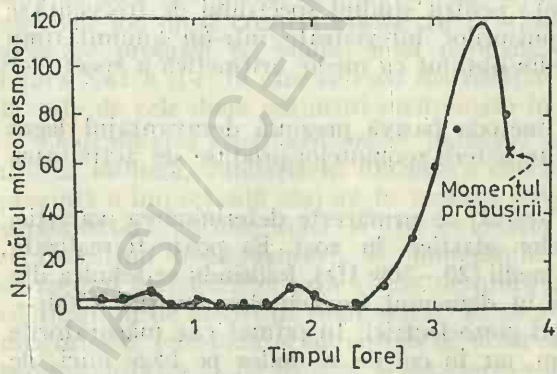


Fig. 5.60. Variația fondului de microseisme provocată de lărgirea camerei de exploatare (după Brandy, 1974).

Aparatura care se folosește în metoda acustică pentru înregistrarea impulsurilor de foarte înaltă frecvență este descrisă în mai multe lucrări (Reinard, 1955; Vinogradov, 1964; Cook, 1966; Petuhov et al., 1975). Ea nu diferă esențial de la un autor la altul și se compune

în general dintr-un geofon, un amplificator, un înregistrator și un analizor de impulsuri.

Geofonul este de tip electrodinamic sau piezoelectric, este etanș și rezistent la șocuri, are o sensibilitate foarte mare (20 V/cm/s), o amortizare puternică, iar caracteristica sa de frecvență este liniară și se situează într-un domeniu relativ larg (50—4 500 Hz).

Amplificatorul are un coeficient mare de amplificare și o bandă de trecere a frecvențelor cuprinsă între 70—8 000 Hz. Uneori se folosește un preamplificator și un amplificator de putere (Șamina, 1956).

Înregistratorul este constituit în general dintr-un magnetofon cu o viteză de derulare a benzii de cca 5 cm/s, pentru a se asigura fidelitate în domeniul 50—4 000 Hz.

Analizorul de impulsuri asigură numărarea acestora (posedă un sistem de afișaj) și analiza lor de frecvență.

Pentru realizarea înregistrărilor în vederea determinării vitezelor de propagare a undelor (metoda seismică), aparatura nu se deosebește de cea folosită în prospecțiunea seismică curentă (domeniul de frecvență 20—200 Hz) decît printr-o portabilitate mai mare.

*Metodologia observațiilor.* În metoda acustică (metodă pasivă) se înregistrează continuu fondul de microseisme prin intermediul mai multor geofoane fixate cît mai solidar cu roca, amplasate în găuri de 1—2 m, forate în zone fără copturi, la distanțe de 10—40 m. Se recomandă burarea găurilor cu un material izolator fonic, precum și ecranarea și izolarea cablurilor de legătură în vederea eliminării influențelor parazite.

De cele mai multe ori se organizează supravegherea continuă a intensității fondului de microseisme și un sistem de avertizare sonoră care intră în funcțiune atunci cînd numărul de impulsuri pe minut (considerat critic) este depășit.

Determinări mai sigure se obțin prin urmărirea variației în timp a puterii și a spectrului de frecvență al impulsurilor generate de roci. Pentru determinarea puterii se înmulțește numărul de impulsuri cu pătratul amplitudinii lor medii și se raportează la timpul cît a durat înregistrarea (puterea se exprimă în unități convenționale) ; pentru studiul spectrului de frecvență se determină spectrele tuturor impulsurilor înregistrate într-un anumit timp și se calculează apoi spectrul mediu obținut ca medie aritmetică a spectrelor componente.

Este de menționat faptul că metoda pasivă prezintă dezavantajul legat de imposibilitatea evitării sau recunoașterii zgomotelor produse de activitatea din subteran.

În metoda seismică (metodă activă) se urmărește determinarea variației vitezelor de propagare a undelor elastice în roci. Ea poate fi realizată în domeniul frecvențelor joase și medii (20—200 Hz), folosindu-se tehnica din prospecțiunea curentă precum și în domeniul frecvențelor acustice (500 — 2 000 Hz), cu emițători și receptori piezoelectrici. În primul caz măsurătorile se fac pe baze de cca 50—100 m, iar în cel de al doilea pe baze mici, de 1—2 m. Dezvoltarea tehnicii ultrasunetelor a permis aplicarea pe o scară din ce în ce mai largă a metodei bazate pe studiul propagării impulsurilor

ultrasonore (Obciarenko et al., 1969, Ryevski et al., 1973). Baza de măsurare în metoda ultrasunetelor este de 40—50 cm; baze mai mici nu asigură precizia necesară pentru determinarea vitezelor.

În studii mai detaliate se foloseşte un număr mai mare de geofoane (24) şi se urmăreşte nu numai variaţia vitezelor de propagare a undelor seismice, dar şi a amplitudinii (absorbţiei) şi a spectrului lor de frecvenţă. Aceste caracteristici depind şi ele de starea de tensiune a rocilor (Turcianinov et al., 1976) şi contribuie la precizarea zonelor în care pericolul de prăbuşire este mai avansat.

Este necesar să arătăm în încheiere că prognoza prăbuşilor miniere poate fi perfecţionată în mod substanţial dacă se întreprind şi înregistrări permanente — în domeniul frecvenţelor joase (0,1—20 Hz) — ale regimului seismic din zona minieră respectivă. Metoda este principial identică cu cea folosită în seismologie (Goliţîn, 1960), de asemenea şi aparatura (seismografe de tip VEGIK cu înregistrare pe trei componente). Observaţiile se efectuează în minimum trei puncte, pe baze relativ mari (pînă la 6 km). Prelucrarea datelor se realizează centralizat, obţinîndu-se ca rezultat final coordonatele focarelor de deranjamente rupturale precum şi energia seismică şi mecanismul în aceste focare. Astfel de informaţii contribuie la aprecierea efectelor pe care le au asupra stabilităţii minei cutremurele de Pămînt şi exploziile mari (Petuhov et al., 1975).

O contribuţie importantă o aduce de asemenea studiul variaţiei temperaturii rocilor, a rezistivităţii şi a densităţii acestora. Complexarea informaţiilor privind variaţia mai multor parametri geofizici reprezintă de altfel tendinţa actuală de dezvoltare a cercetărilor pentru rezolvarea problemei prognozei prăbuşirilor miniere.

Un exemplu elocvent de aplicare a metodei acustice este oferit de cercetările întreprinse la mina Anna din Cehoslovacia (Vinogradov, 1963). Analiza energiei zgomotelor s-a realizat aici separat pentru zgomote mici (amplitudine mai mică de 10 mm) şi zgomote mari (amplitudine mai mare de 10 mm). Pentru a caracteriza evoluţia în timp a zgomotului s-au reprezentat valori egale cu suma pătratelor amplitudinilor impulsurilor înregistrate într-un anumit interval de timp. În figura 5.61 se poate vedea că prăbuşirile au avut loc după creşteri bruşte ale nivelului de zgomot. Faptul că prăbuşirea se produce pe fondul unei perioade de calm relativ este ilustrat în figura 5.61 *b* şi *c*, în care se redă distribuţia în timp a impulsurilor cu puţin înainte de cele două prăbuşiri menţionate în figura 5.61 *a*.

*Determinarea extinderii zonelor prăbuşite în lucrările miniere.* Pentru securitatea minieră, cunoaşterea extinderii zonelor în care au avut loc prăbuşiri prezintă o importanţă majoră în vederea programării lucrărilor de consolidare suplimentară. Aceste zone se pot evidenţia prin metoda seismometrică ele reprezentînd neomogenităţi de dimensiuni relativ mari, care se deosebesc de mediul înconjurător prin viteza de propagare a undelor (mai mică) şi prin coeficientul de absorbţie (mai mare). În acest scop se aplică metodologia seismografierii, folosindu-se un sistem de observaţie care să satisfacă condiţia ca neomogenitatea să fie situată în interiorul conului de raze care unesc punctul de explozie cu punctele de observaţie. Înregistrările se realizează cu aparatură

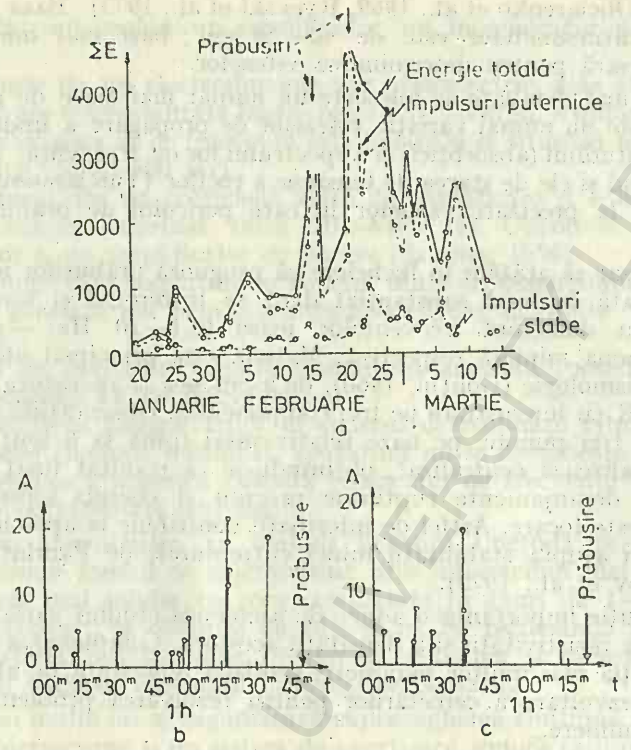



Fig. 5.61. Rezultatul înregistrării zgomotelor la mina Anna din Cehoslovacia (după Vinogradov, 1963).

seismică obișnuită, geofoanele fiind dispuse la suprafață (în rețea sau pe profile), iar exploziile executîndu-se în galerii. Pe baza timpilor de sosire ai undei directe ($t_i$) și a distanțelor dintre punctul de explozie și cele de recepție ($x_i$) se determină vitezele de propagare pe parcursurile respective ($V_i = x_i/t_i$). Rezultatele se reprezintă de obicei sub formă de indicatrice a vitezelor. În paralel cu determinarea vitezelor se face și un studiu al amplitudinii undelor înregistrate în diferite puncte ale rețelei de recepție.

Prezența unei zone în care au avut loc prăbușiri se manifestă prin micșorarea vitezei și a amplitudinii undelor ce se propagă de-a lungul razelor care traversează această zonă. Intersecția acestor raze delimitează conturul zonei căutate.

Un exemplu care ilustrează posibilitatea precizării prin seismografiere a extinderii unei zone de prăbușire dintr-o mină este prezentat de Tarhov et al., (1973). După cum se vede în figura 5.62 înregistrările s-au realizat din trei puncte de explozie amplasate în galeriile de exploatare, geofoanele (în număr de 10) fiind situate la suprafață, la intervale de 10 m. Din aceeași figură reiese că valorile vitezelor determinate de-a lungul razelor ce unesc punctele de explozie cu cele de înregistrare sînt cuprinse între 2 050 m/s și

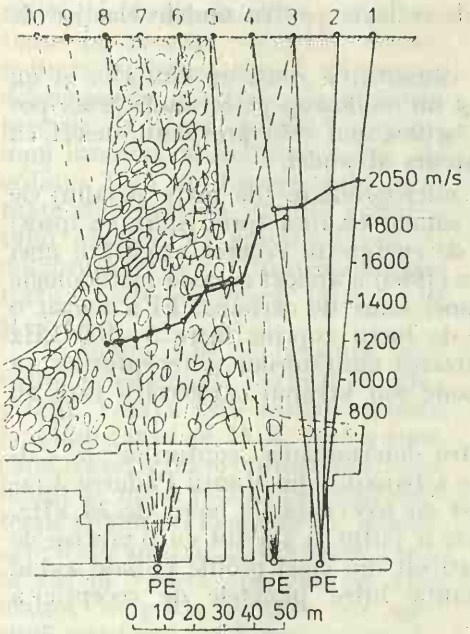



Fig. 5.62. Stabilirea extinderii unei zone prăbușite într-un cîmp minier (după Tarhov et al., 1973).

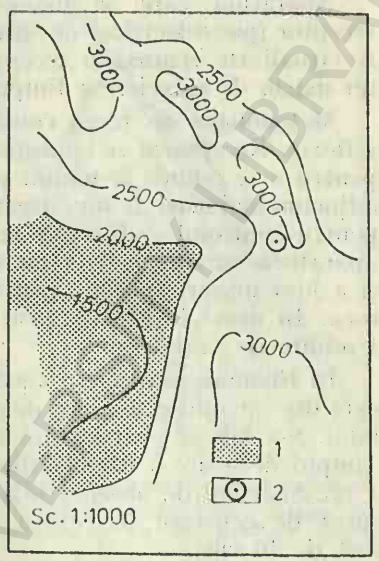



Fig. 5.63. Evidențierea unei zone cu lucrări miniere vechi sub platforma de exploatare în carieră:
*1* — lucrări miniere vechi; *2* — proiecția punctului de explozie.

1 200 m/s, marcînd o descreștere bruscă corespunzătoare geofoanelor *4* și *5*. Se afirmă că scăderea vitezelor este însoțită de o diminuare importantă a amplitudinii undelor înregistrate. Pe baza celor două criterii s-a presupus existența unei zone de prăbușire și s-a estimat conturul său, care a fost confirmat de foraje.

Punerea în evidență, prin seismometrie, a unei zone în care au avut loc prăbușiri datorate unor lucrări miniere vechi s-a realizat și în România, la Roșia Montană. Generarea undelor s-a efectuat într-o galerie veche situată la cca 300 m sub platforma carierei pe care au fost amplasate geofoanele într-o rețea pătratică cu latura de 10 m. Zona căutată este pusă în evidență prin reducerea vitezelor de propagare de la 3 000 m/s la 1 500 m/s (fig. 5.63).

*Determinarea „copturilor" din tavanul excavațiilor miniere.* Uneori, în tavanul galeriilor sau al camerelor de exploatare se produc fisurații intense de-a lungul unor suprafețe plane, care pot provoca desprinderea unor blocuri de rocă. Identificarea prealabilă a acestor zone instabile, cunoscute sub denumirea de „copturi", prezintă o importanță de prim ordin, ele fiind extrem de periculoase pentru activitatea din mină.

În cele mai multe cazuri o astfel de problemă este rezolvabilă prin metoda seismoacustică. Posibilitățile metodei se bazează pe faptul că fisura reprezintă o discontinuitate elastică puternică (roca vine în contact cu aerul) și poate

funcționa ca o foarte bună suprafață de reflexie pentru undele elastice de foarte înaltă frecvență.

Aparatura care se folosește este constituită dintr-un emițător și un receptor (piezoelectrice) de ultrasunete și un osciloscop pe ecranul căruia pot fi vizualizate semnalele recepționate. Osciloscopul este prevăzut uneori cu un sistem de apreciere a timpului de parcurs al undei.

Metodologia de teren constă într-o microprofilare (de mare detaliu) de reflexie. Receptorul se cuplează cît mai solidar cu roca (prin lipire cu ipsos) pentru a se reduce la minim pierderile de energie în vederea asigurării unei adîncimi mai mari de investigație. Mogan (1960) a aplicat această metodologie pentru controlul stabilității tavanului unei mine de cărbune. El a folosit o aparatură cu ultrasunete cu domeniul de lucru cuprins între 5—100 kHz și a luat măsuri speciale pentru solidarizarea emițătorilor și receptorilor cu roca. În urma lucrărilor s-au stabilit zone din tavanul exploatării care au tendință de prăbușire.

În România s-au făcut cercetări pentru determinarea „copturilor" de calcare din tavanul camerelor de exploatare a bauxitei din Munții Pădurea Craiului. S-a folosit o aparatură tip UEM-4 cu frecvența de lucru de 20 kHz. Timpul de sosire a impulsurilor reflectate a putut fi stabilit cu o precizie de 1 μs. Sistemul de observație a fost constituit din cinci profile radiale avînd sursa de generare în centru. Echidistanța între punctele de recepție a fost de 10 cm.

## 5.7. DETECTAREA GOLURILOR SUBTERANE, REZULTATE DIN VECHI ACTIVITĂȚI UMANE

Un interes particular prezintă detectarea golurilor subterane rezultate în urma unor vechi activități umane (galerii miniere, puțuri, depozite, adăposturi etc.), a căror topografie nu este cunoscută fie datorită datei îndepărtate la care au fost executate, fie datorită pierderii planurilor de situație.

În unele cazuri, existența acestor goluri subterane se manifestă la suprafață prin prăbușiri ale terenului, surpări ale șoselelor, deteriorarea clădirilor și a instalațiilor industriale.

Amplasarea unor construcții civile sau industriale, trasarea căilor de comunicație etc. este precedată în prezent de executarea unor lucrări geofizice și de geologie inginerească, care să conducă la localizarea zonelor periculoase.

După cum s-a arătat într-un capitol precedent, microgravimetria, folosită cu succes la depistarea golurilor carstice, își găsește aplicabilitate și la cercetarea cavităților subterane produse de activitatea umană. În acest caz apar însă dificultăți suplimentare, legate de dimensiunile în general reduse ale acestor cavități.

Un procedeu a cărui eficiență a fost demonstrată în mai multe situații concrete constă în determinarea gradientului vertical al gravității, prin măsu-

rători efectuate la două nivele situate pe aceeași verticală. Gravimetrele moderne asigură măsurarea diferenței de gravitate cu o înaltă precizie, fapt care permite alegerea unui interval de înălțime redus, de ordinul 3—5 m. Experiențele efectuate au arătat că valorile gradientului vertical al gravității pot fi determinate cu o eroare medie patratică care oscilează între $\pm 10$ și $\pm 25$ E.

În figura 5.64 se prezintă anomalia gradientului vertical al gravității, redată prin izolinii trasate la echidistanța de 25 E, într-o zonă care traversează o autostradă. Deficitul de masă produs de golul subteran produce o anomalie de minim, care îl circumscrie cu fidelitate. Dacă se are în vedere configurația anomaliei, se poate remarca cu ușurință existența unei axe minimale, pe direcția căreia, în zona de apex, s-a produs cedarea terenului. Forajele de verificare executate au confirmat interpretarea, semnalînd prezența unei cavități în intervalul de adîncime 17,5—20 m.

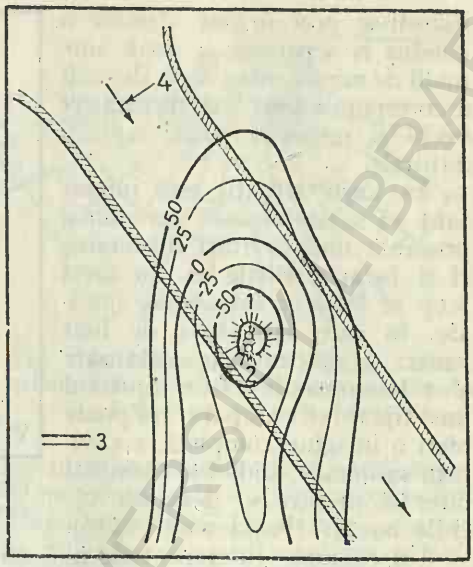



Fig. 5.64. Anomalia gradientului vertical al gravității produsă de un gol subteran (după Fajklewicz, 1976):
*1* — conturul cavității; *2* — foraje executate; *3* — izoliniile la echidistanța de 25 E; *4* — axa autostrăzii.

Un alt exemplu ilustrativ este prezentat în figura 5.65 și se referă la cercetarea unei zone în care urmau să se amplaseze lucrări miniere noi.

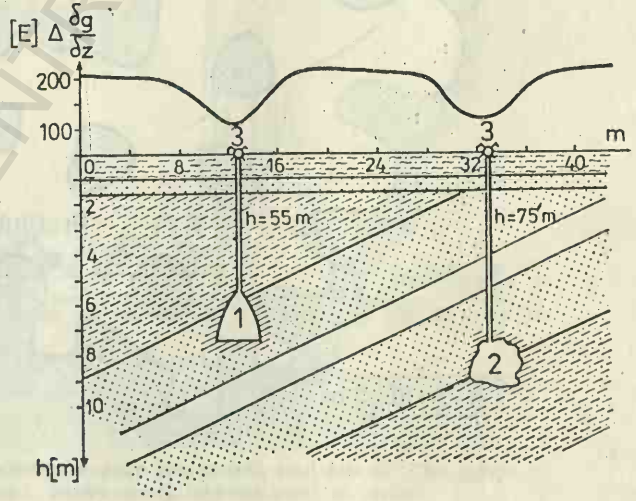



Fig. 5.65. Anomalia gradientului vertical al gravității produsă de o galerie minieră veche (*1*) și un gol subteran (*2*), controlate cu foraje (*3*) (după Fajklewicz, 1976).

Folosirea procedeului descris a condus la separarea a două anomalii de minim, care s-au dovedit a corespunde unei galerii miniere vechi și respectiv unei cavități naturale.

În unele situații este important să se stabilească nu numai prezența unei cavități subterane, ci și caracteristicile ei. În acest scop se folosesc fotosonde speciale, în care aparatura de luat vederi și sistemul de declanșare sînt telecomandate. Cu ajutorul unei tije rotative, aparatura poate oferi o imagine completă a cavității subterane, indicînd eventual direcția în care se dezvoltă vechile lucrări (Fajklewicz, 1976).

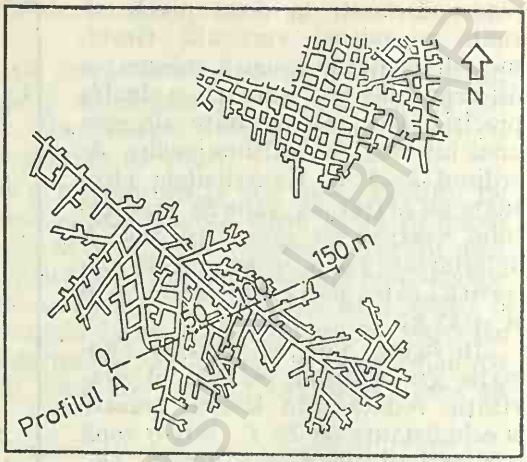



Fig. 5.66. Rețele de galerii vechi săpate în roci piroclasice, în zona orașului Roma (după Aquilina).

Un exemplu interesant de aplicare a profilării de rezistivitate îl constituie localizarea unor subterane necunoscute din Roma, care ar putea afecta construcțiile proiectate a fi realizate în această zonă.

Cavitățile sînt situate în roci piroclastice și anume în pozzolane (rețele de galerii dispuse pe mai multe nivele, cu lățimi și înălțimi de ordinul a 3—4 m, delimitate de pilieri de 8—10 m, de tipul celor arătate în figura 5.66) și în tuful lionato (săli mari, cu tavan în cupolă și dimensiuni variate, de la cîțiva metri la 30—40 m, de tipul celor din figura 5.67). Rezolvarea problemei era

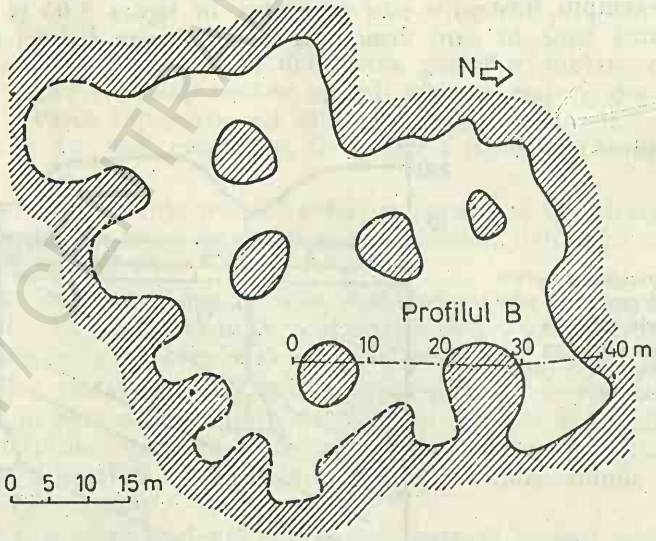



Fig. 5.67. Cavități de dimensiuni mari, efectuate în tuful lionato, în zona orașului Roma (după Aquilina).

destul de dificilă, datorită dispunerii neuniforme a vechilor galerii de exploatare a materialului de construcție și suprapunerii, în anumite sectoare, a cavităților din tuful lionato peste cele din pozzolane.

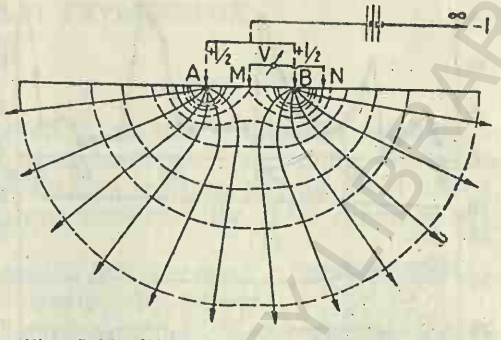



Fig. 5.68. Dispozitivul de măsurare $AMNB$ folosit de Aquilina la cercetarea golurilor subterane din regiunea Roma.

Într-o primă etapă s-au executat cercetări aerofotogrametrice, în vederea identificării galeriilor vechi prăbușite și a căilor de acces în subteran, care ulterior au fost reperate la sol.

Utilizarea pe scară largă a lucrărilor de foraj s-a dovedit a avea o eficiență relativ scăzută, ca urmare a dispunerii neuniforme a cavităților subterane. În această situație s-a apelat la metoda rezistivităților, adoptîndu-se un dispozitiv adecvat de profilare. După o serie de experiențe succesive, s-a ales dispozitivul prezentat în figura 5.68. Acest aranjament accentuează anomaliile măsurate între electrodul fix $M$, dispus în centrul liniei de emisiune $AB$ și electrodul $N$ situat într-un punct exterior, unde ar trebui să existe același potențial, în absența surselor anomale. Procedeul preconizat a condus la rezultate pozitive, deși aplicabilitatea lui este condiționată de existența unor neomogenități, care pot introduce surse de erori.

Rezultatele obținute de-a lungul profilului $A$ din figura 5.66 sînt prezentate în figura 5.69. După cum se observă, anomaliile produse de galerii

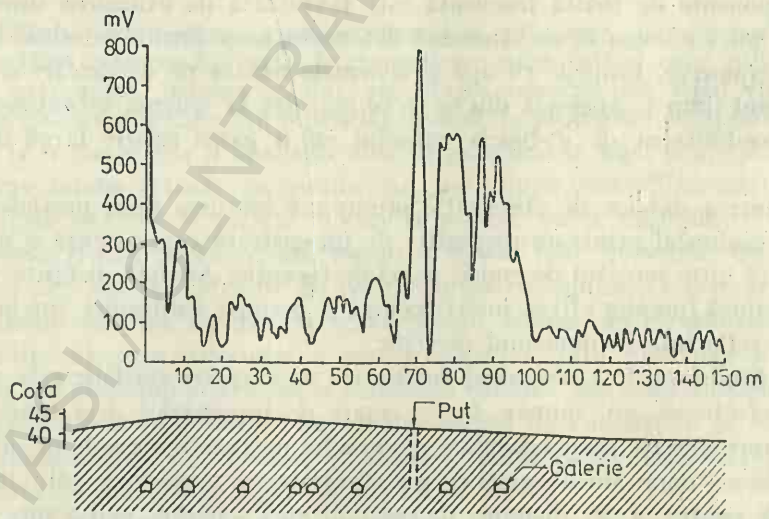



Fig. 5.69. Rezultatele cercetărilor geoelectrice obținute de-a lungul profilului $A$ din fig. 5.66.

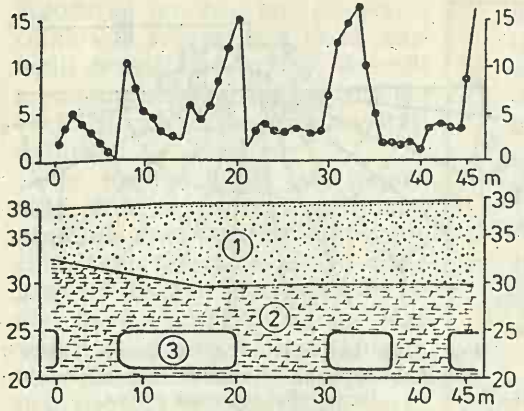



Fig. 5.70. Rezultatele cercetărilor geoelectrice de-a lungul profilului *B* din fig. 5.67.

au intensități superioare față de cele generate de alte neomogenități. Raportul dintre raza medie a galeriei și adîncimea ei este mai mic de 1/10, fapt care arată eficiența procedeului propus comparativ cu variantele clasice. În figura 5.70 se prezintă datele obținute pe profilul *B* din figura 5.67, care arată anomalii bine localizate deasupra cavităților cantonate în tuful lionato.

În ultimii ani, pentru determinarea golurilor subterane, artificiale sau naturale a fost experimentată cu succes și seismometria de reflexie. Aplicabilitatea metodei se explică prin faptul că pereții unei cavități, punînd în contact direct roca cu aerul, determină un puternic contrast de impedanță acustică și implicit, o bună limită reflectatoare.

Pentru dimensiuni reduse ale golurilor subterane (diametre de circa 20 m), dispuse la adîncimi de pînă la 50 m, este necesar să se folosească unde seismice în domeniul frecvențelor înalte (200—400 Hz).

Generarea frecvențelor înalte constituie încă o problemă care nu a fost deocamdată rezolvată satisfăcător în activitatea de prospecțiune. Studii experimentale au condus la concluzia că generarea unei energii seismice mai bogate în componente de înaltă frecvență este favorizată de utilizarea unor surse slabe. Dintre acestea se menționează detonarea unor cantități reduse de substanțe explozive, tunurile cu apă și sistemele bazate pe descărcări electrice. În ultimul timp se apelează din ce în ce mai des la sisteme vibratoare, care oferă posibilitatea de a baleia subsolul cu o gamă relativ largă de frecvențe.

Obținerea datelor de observație presupune folosirea unui procedeu diferențial, realizabil printr-un dispozitiv de înregistrare care asigură o distanță constantă între punctul de emisie și cel de recepție. Această distanță trebuie să fie redusă (maxim cîțiva metri) pentru a permite totdeauna înregistrarea undelor reflectate în domeniul precritic.

Dat fiind faptul că procedeul descris are un caracter statistic este necesar să se efectueze un număr foarte mare de înregistrări de-a lungul unor profile aproximativ perpendiculare pe direcția prezumtivă a golului subteran.

Folosirea unor stații seismice cu înregistrare magnetică este imperios necesară pentru a se dispune de posibilitatea separării mai sigure a diferitelor tipuri de unde pe seismograme.

## 5.8. DETERMINAREA EFECTULUI EXPLOZIILOR ASUPRA CONSTRUCȚIILOR

Realizarea unor lucrări de importanță majoră (exploatări miniere în carieră, obiective industriale, căi de comunicație etc.) presupune efectuarea unor explozii masive. Tehnologia de producere a acestora trebuie astfel aleasă, încît efectele cu caracter dăunător asupra construcțiilor să fie eliminate sau, în cazuri extreme, diminuate.

Pentru aprecierea efectelor exploziilor este necesară o analiză multilaterală, care să cuprindă în principal următoarele elemente :

— parametrii caracteristici ai mișcării solului și legătura dintre aceștia și efectele distructive posibile ;

— parametrii de bază ai exploziei și influența lor asupra elementelor ce caracterizează mișcarea solului ;

— modul de propagare a vibrațiilor și factorii care îl influențează.

În ceea ce privește primul aspect, problema are un caracter mai general, fiind în conexiune directă cu efectele distructive ale cutremurelor (cap. 2) ; în ambele cazuri, mișcarea solului este comandată de aceiași parametri, care se diferențiază însă sub raport valoric.

Un interes deosebit prezintă al doilea aspect, deoarece în funcție de modul de generare a exploziei, de cantitatea și locul de dispunere a explozivului depind energia preluată de undele elastice, precum și principalele caracteristici ale acestor unde.

Particularitățile propagării undelor elastice provenite de la explozii determină o largă variabilitate a distanței de siguranță pentru oameni și construcții.

Stabilirea unor criterii pentru prevenirea efectelor dăunătoare asupra construcțiilor este condiționată de cunoașterea unor factori care influențează efectul exploziilor : natura solului, rigiditatea construcției, tipul vibrațiilor produse (șocuri singulare sau repetate), modul de producere a exploziilor etc. În cele ce urmează vor fi analizate succint principalele aspecte ale problemei, în lumina datelor actuale, cu specificația că o soluție univocă nu este posibilă în condițiile extrem de variate în care se produc aceste explozii.

*Parametrii care caracterizează mișcarea solului* sînt frecvența, deplasarea, viteza și accelerația. Întrucît de regulă mișcarea solului nu este armonică, între aceste mărimi nu pot fi scrise relații simple de transformare. Din acest motiv, alegerea criteriului de apreciere a intensității vibrațiilor din punct de vedere al efectului distructiv și stabilirea valorilor maxime admisibile sînt încă probleme controversate. La stadiul actual de cunoaștere se consideră că, în anumite condiții, viteza de deplasare a particulelor mediului reprezintă un parametru mai strîns legat de efectul distructiv.

Studiile efectuate de diverși cercetători (Edwards și Northwood, 1958), completate cu o serie de rezultate obținute de Bureau of Mines (SUA), au

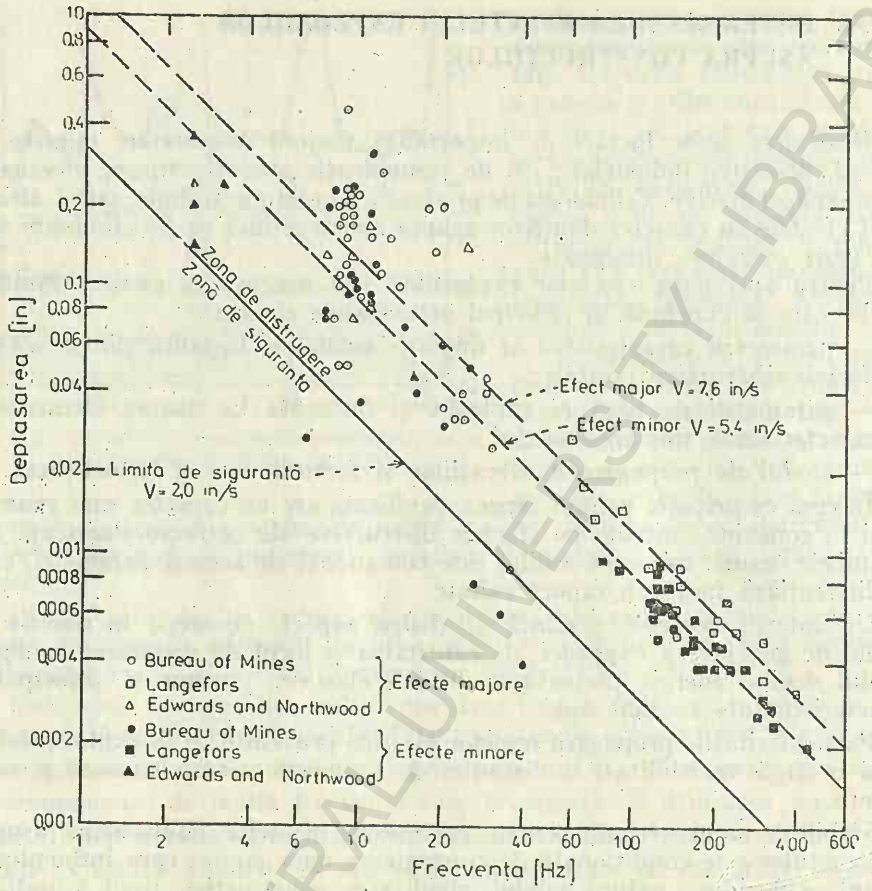



Fig. 5.71. Rezultatele cercetărilor privind corelația dintre deplasarea solului și efectele distructive ale exploziilor asupra construcțiilor, pentru diferite grade de distrugere (după Nicholls et al., 1971).

condus la întocmirea graficului prezentat în figura 5.71. Efectele exploziilor au fost apreciate conform unei scări subiective, ale cărei trepte sînt : fără efecte, efecte minore și efecte majore. În categoria efectelor minore au fost incluse crăpăturile ușoare în tencuială și fisurile mai vechi, redeschise. Efecte majore au fost considerate crăpăturile de amploare din tencuială, însoțite uneori de căderi de material, precum și alte deteriorări care afectează structura construcției.

Testele statistice aplicate separat seriilor de date privind efectele distructive, minore sau majore, au arătat că acestea pot fi caracterizate prin simple drepte de regresie, cu panta egală cu $-1$. În cazurile prezentate, ele corespund unor viteze constante, a căror valoare este de 7,6 in/s ($\approx$ 19,3 cm/s), pentru efectele majore și de 5,4 in/s ($\approx$13,7 cm/s), pentru efectele minore.

Graficul deplasare-frecvență poate fi ușor transformat într-un grafic viteză-frecvență (fig. 5.72). Dacă se presupune mișcarea solului de tip armonic, cu frecvență $f$, relațiile de transformare sînt următoarele :

$$u = \frac{v}{2\pi f} \qquad v = 2\pi f u$$

sau (5.13)

$$v = \frac{a}{2\pi f} \qquad a = 2\pi f v$$

unde $u$, $v$ și $a$ desemnează deplasarea, viteza și respectiv accelerația mișcării. Un studiu detaliat a arătat că vitezele calculate din deplasări sau accelerații sînt mai mici decît cele reale (Nicholls, 1960). Acest rezultat este explicabil, deoarece mișcarea reală a solului este aperiodică. Din examinarea figurii 5.72 rezultă că limita de separație între domeniul în care construcțiile nu sînt afectate și domeniul vibrațiilor ce pot produce efecte distructive se

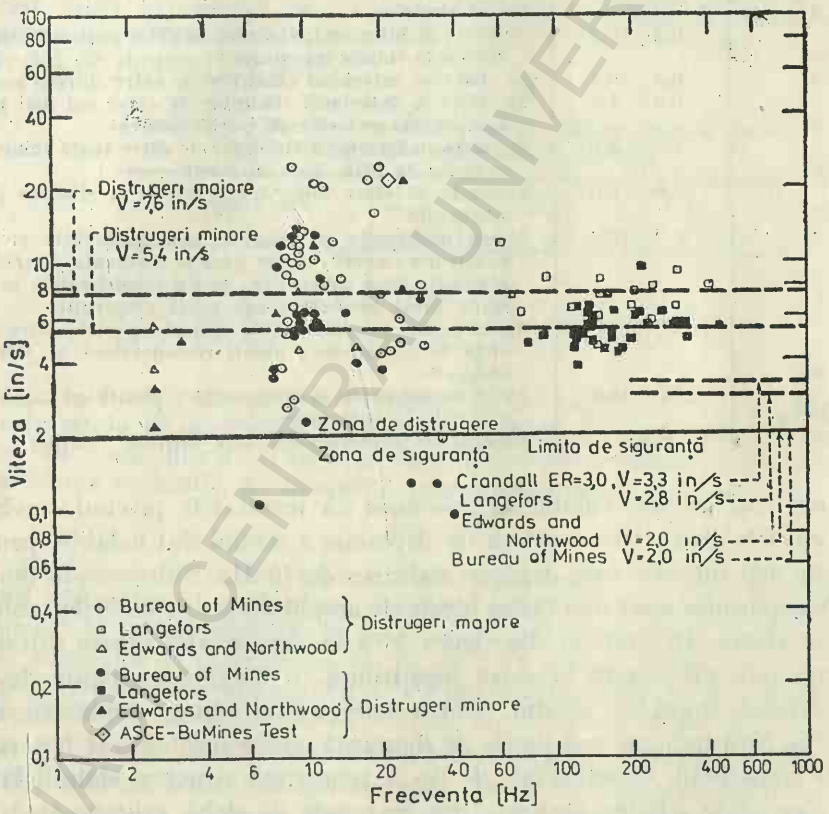



Fig. 5.72. Corelația dintre viteza de mișcare a solului și efectele distructive obținută prin transformarea cu relațiile 5.13 a graficului din fig. 5.71, în ipoteza mișcării armonice.

plasează la nivelul de 2 in/s ($\approx$5 cm/s). Pe grafic sînt trasate de asemenea și limitele de separație pentru efectele minor și major.

Folosirea vitezei ca parametru pentru estimarea efectelor distructive permite o comparație relativ simplă cu scara intensităților seismice și, ca urmare, atribuirea unui grad de intensitate mișcării solului provocate artificial (tabelul 5.7). De altfel, unul din procedeele de apreciere a efectelor exploziilor se bazează tocmai pe corespondența dintre viteza mișcării solului și intensitatea seismică.

*Tabelul 5.7.* **Corelația dintre intensitatea *I* a cutremurelor, exprimată în grade seismice MSK și viteza de oscilație a solului ca urmare a exploziilor**

| Intensitatea seismică (grade) | Viteza de oscilație a solului, cm/s | Efectul asupra construcțiilor |
|---|---|---|
| 1 | | |
| 2 | 0,2 | Nu se simte |
| | 0,2 — 0,4 | Se simte în interiorul clădirilor de către puțini oameni în special la etajele superioare |
| 3 | | |
| 4 | 0,4 — 0,8 | Se simte în interiorul clădirilor de către diferiți oameni |
| | 0,8 — 1,5 | Se simte în interiorul clădirilor de către cei mai mulți oameni; în exterior de puțini oameni |
| 5 | | |
| | 1,5 — 3,0 | Se simte în interiorul clădirilor de către toată lumea, în exterior de către cei mai mulți |
| 6 | | |
| | 3,0 — 6,0 | Se simte de către toți; avarii ușoare la clădirile prost construite |
| 7 | | |
| | 6,0 — 12,0 | Avarii neglijabile în clădirile bine proiectate și bine construite; avarii ușoare pînă la moderate în clădirile obișnuite bine construite; avarii considerabile în clădirile prost proiectate sau prost construite |
| 8 | | |
| | 12,0 — 24,0 | Avarii ușoare în construcțiile realizate special pentru a rezista la cutremure; avarii considerabile în clădirile obișnuite |
| 9 | | |
| | 24,0 — 48,0 | Avarii considerabile în construcțiile realizate special pentru a rezista la cutremure |
| 10 — 12 | | |
| | $>$48 | Majoritatea construcțiilor sînt distruse complet |

Studii mai recente conduc la concluzia că rezultatele privind corelația dintre efectele distructive și viteza de deplasare a solului sînt valabile pentru frecvențe mai ridicate, care depășesc valoarea de 10 Hz. Sub această limită, efectele exploziilor apar mai strîns legate de amplitudinea deplasărilor solului decît de viteză. În graficul din figura 5.73 în care relația dintre viteză și frecvență este prezentată la scară logaritmică, o dreaptă cu panta de 45° caracterizează mișcarea solului pentru care amplitudinea deplasării este constantă. Sînt indicate trei limite de siguranță corespunzătoare la trei categorii de construcții. Construcțiile de tip *A* reprezintă structuri slabe (clădiri vechi, degradate, clădiri realizate din materiale de slabă calitate etc.), de tip *B* — structuri de rezistență medie, iar cele de tip *C* — structuri cu calități superioare (clădiri noi, structuri de beton, fundații solide etc.).

Graficul a fost întocmit pentru terenuri cu caracteristici fizice și mecanice medii. Influența terenului este indirect luată în considerare, prin intermediul vitezelor de propagare a undelor elastice. Terenurilor slabe, caracterizate prin viteze de propagare scăzute, le corespund nivele de siguranță mai ridicate. Nivelele de siguranță, în funcție de calitatea construcției și de natura terenului, sînt redate în tabelul 5.8. Din acest tabel se observă că, pentru o construcție dată, nivelul de siguranță se plasează, în funcție de natura terenului, la un raport $v/V = \text{constant}$, unde $v$ este viteza de deplasarea a solului și $V$ viteza de propagare a undei elastice. În unele lucrări (Panet și Caracilli, 1969), valoarea acestui raport, considerat ca limită de siguranță pentru construcții, este

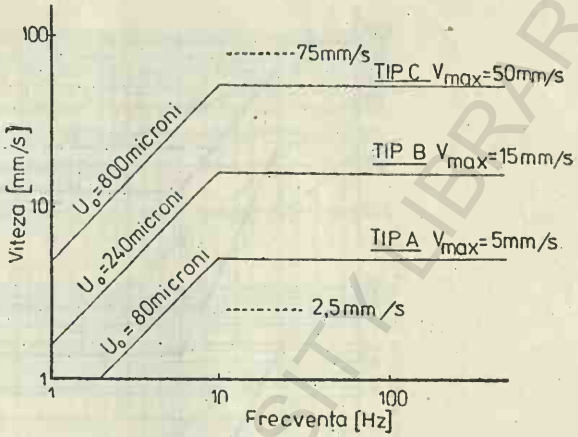



Fig. 5.73. Limitele de siguranță pentru trei tipuri de construcții în funcție de viteza de mișcare a solului și frecvența oscilației.

*Tabelul 5.8.* **Vitezele de oscilație maxim admise (mm/s) pentru diferite tipuri de construcții și de teren**

| Calitatea terenului exprimată prin $V_p$ | Calitatea construcțiilor | | |
|---|---|---|---|
| | tip A | tip B | tip C |
| $V_p = 1\,500$ m/s | 2,5 | 7,5 | 25 |
| $V_p = 3\,000$ m/s | 5 | 15 | 50 |
| $V_p = 4\,500$ m/s | 7,5 | 22,5 | 75 |

$$v/V < 25\ \mu/m \tag{5.14}$$

Într-o serie de cazuri, este studiată și accelerația pentru aprecierea efectului distructiv al exploziilor. Ciesielski (1963) a întocmit diagramele din figura 5.74 pentru clădirile în care raportul dintre înălțime și lățimea bazei este subunitar și diagramele din figura 5.75 pentru clădirile la care același raport este mai mic sau egal cu 2. Pe grafice sînt marcate prin liniile $A$—$D$ valorile limită ale accelerațiilor, cărora le corespund efecte distructive diferențiate. Liniile punctate se referă la construcții de calitate superioară, cu fundații din beton armat, planșee de beton, pereți de cărămidă plină etc. Liniile pline corespund acelorași limite, dar pentru clădiri vechi sau deteriorate, așezate pe fundații slabe, cu planșee din grinzi sau pereți de cărămidă de calitate inferioară. În ceea ce privește tipul terenului de fundație, în cazul tere-

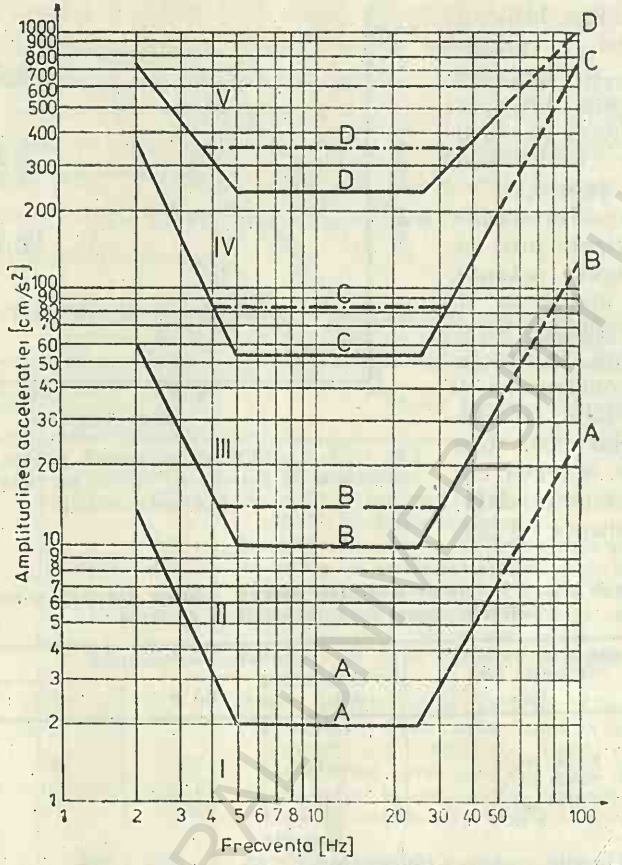



Fig. 5.74. Valorile limită ale acceleraţiei solului corespunzătoare la diferite efecte asupra construcţiilor încadrate în două categorii, în funcţie de frecvenţa oscilaţiei (pentru clădiri la care înălţimea/lăţimea bazei <1), după Ciesielski, 1963.

nurilor elastice (nisip, argilă) și a fundațiilor continue se aleg ca limite de siguranță liniile punctate, iar în cazul terenurilor rigide sau semirigide și a fundațiilor discontinue, se aleg liniile pline. Aceleași limite sînt luate în considerație și pentru șocurile pe care terenul le transmite construcțiilor, alegînd liniile punctate pentru cazul vibrațiilor și șocurilor sporadice sau a celor regulate cu spectru de bandă îngustă. În cazul vibrațiilor cu caracter permanent, cu spectru de bandă largă, sînt luate în considerare liniile pline.

Liniile *A*, *B*, *C*, *D* corespund unor limite ale accelerațiilor care pot provoca următoarele efecte:

*A* — prag de sensibilitate la vibrații, sub care nu există pericol pentru construcții;

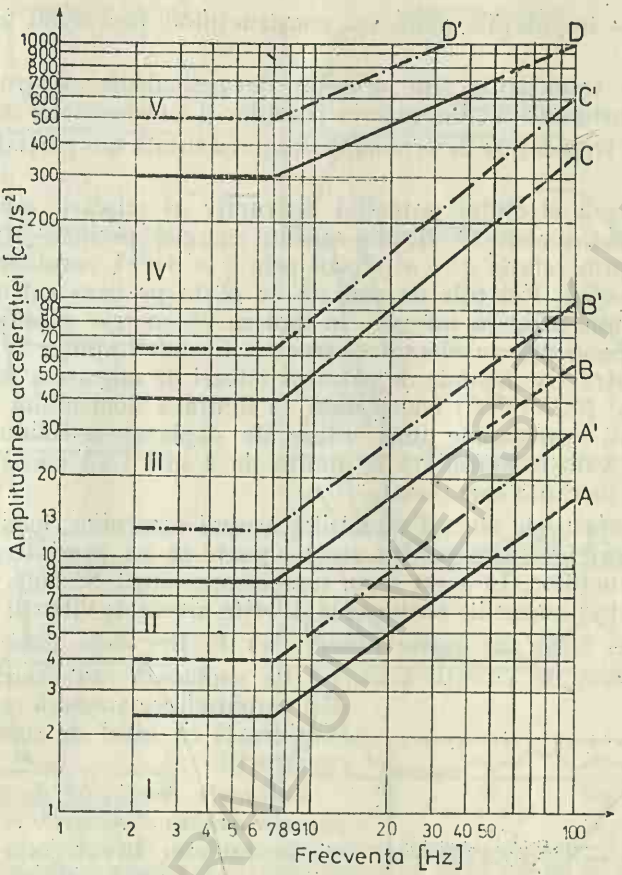



Fig. 5.75. Valorile limită ale acceleraţiei solului corespunzătoare la diferite efecte asupra construcţiilor încadrate în două categorii, în funcţie de frecvenţa oscilaţiei, pentru clădiri la care înălţimea/lăţimea bazei este cuprinsă între 1 şi 2 (după Ciesielski, 1963).

*B* — prag de rigiditate, sub care nu sînt de aşteptat deteriorări importante ale construcţiilor ;

*C* — limita de rupere a unor elemente individuale ale construcţiei, deasupra căreia apare riscul unor deteriorări importante ;

*D* — limita de stabilitate, peste care clădirile sînt distruse.

În interiorul diagramei, între liniile menţionate mai sus, se formează o serie de zone, a căror interpretare este următoarea :

*zona* I — trepidaţiile nu influenţează construcţiile ;

*zona* II — trepidaţiile se resimt, dar securitatea construcţiilor nu este în pericol. Repetarea frecventă a acestor trepidaţii implică accelerarea fenomenului de îmbătrînire a construcţiilor ;

*zona* III — trepidațiile dăunează construcțiilor, provocînd fisuri și deteriorări locale ;

*zona* IV — trepidațiile sînt deosebit de periculoase pentru construcții, producînd fisuri multiple, distrugerea pereților și a elementelor de construcții ;

*zona* V — trepidațiile determină distrugerea totală sau parțială a construcției.

O apreciere a efectului potențial distructiv al mișcării solului poate fi obținută, după Crandell (1949), prin calculul energiei specifice. Această mărime se definește prin relația $q = a^2/f^2$ sau prin $q = 4\pi^2 v^2$, considerînd mișcarea ca fiind armonică. Relațiile de mai sus se obțin pe baza calculării energiei cinetice a solului aflat în mișcare, în ipoteza că energia specifică se află în directă corespondență cu efectul distructiv. Crandell ajunge la concluzia că fenomenul distructiv depinde de pătratul vitezei de mișcare a solului. Valoarea de 3 $ft^2/s^2$ (0,28 $m^2/s^2$) considerată ca limită a domeniului de siguranță pentru clădiri, corespunde unei viteze de deplasare a solului de 3,3 in/s ($\approx$8,4 cm/s), valoare apropiată de limita de 2 in/s ($\approx$5 cm/s), preconizată în unele din lucrările menționate.

În ceea ce privește efectul vibrațiilor asupra oamenilor, menționăm că un nivel considerat periculos pentru aceștia poate să nu prezinte nici un efect asupra construcțiilor. În acest scop, reproducem după Nicholls et al.,(1971), un grafic privind senzațiile obținute la diferite nivele de vibrații și la diferite frecvențe (fig. 5.76). Se poate observa că la frecvențe joase, sub 10 Hz, senzația produsă de vibrații poate să fie neplăcută sau chiar intolerabilă, deși amplitudinea acestora este sub limita considerată ca nivel de siguranță pentru construcții.

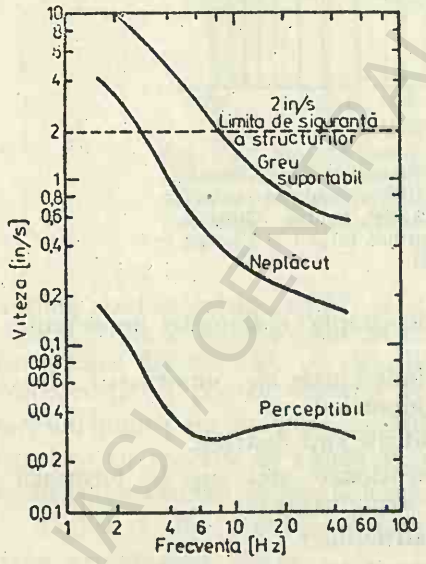



Fig. 5.76. Senzațiile obținute la diferite nivele de vibrații și la diferite frecvențe (după Nicholls et al., 1971).

*Influența condițiilor de generare a exploziilor asupra elementelor ce caracterizează mișcarea solului.* În categoria condițiilor de generare se includ natura și cantitatea explozivului, modul de amplasare a acestuia, tipul burajului folosit, precum și modul de detonare a încărcăturii (explozii instantanee, simultane sau cu microîntîrzieri).

Pentru cazul relativ simplu al unor explozii instantanee, s-a stabilit o relație de legătură între nivelul de vibrație obținut și cantitatea de exploziv

$$v_0 = k \cdot Q^b \qquad (5.15)$$

unde $v_0$ este viteza de deplasare a solului la o distanță dată unitară, $Q$ este cantitatea de exploziv, iar $b$ și $k$ sînt constante. Această relație rămîne valabilă și pentru exploziile cu microîntîrziere, dar în acest

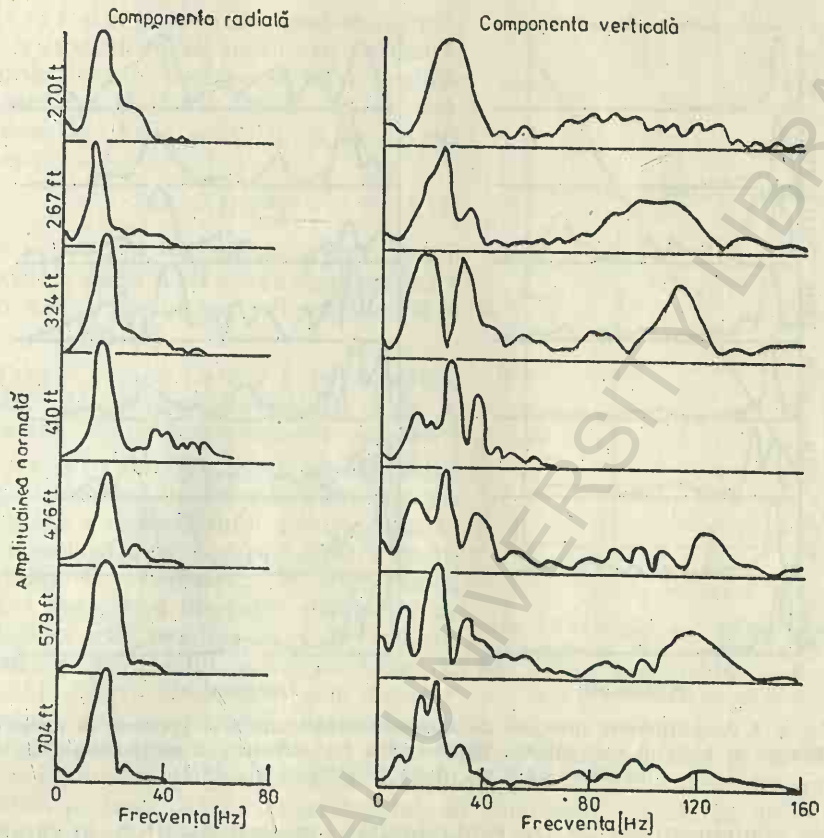



Fig. 5.77. Amplitudinile spectrale ale componentelor radială și verticală la diferite distanțe de punctul de explozie. Explozivul a fost detonat în trei foraje cu o întîrziere relativă de 9 ms (după Nicholls et al., 1971).

caz, $Q$ din relația (5.15) reprezintă cantitatea totală de exploziv raportată la numărul de microîntîrzieri.

Efectul microîntîrzierilor este mai ușor de pus în evidență în domeniul spectral. În figura 5.77 sînt prezentate spectre de amplitudine a mișcărilor solului la distanțe diferite în raport cu punctul de împușcare. Explozivul a fost detonat în trei foraje, cu o întîrziere de 9 ms. Spectrele s-au calculat din înregistrările componentelor radială și verticală. Se poate observa prezența în spectru a unor amplitudini mai mari, corespunzător intervalelor de frecvență 0—40 Hz și 80—120 Hz. Acest din urmă interval este pus în legătură cu valoarea microîntîrzierii menționate, care favorizează apariția frecvențelor înalte.

Această concluzie este subliniată mai pregnant în figura 7.58 în care sînt prezentate aceleași spectre pentru cazul unui număr de 7 foraje, cu păstrarea microîntîrzierii relative de 9 ms. În această situație, ampli-

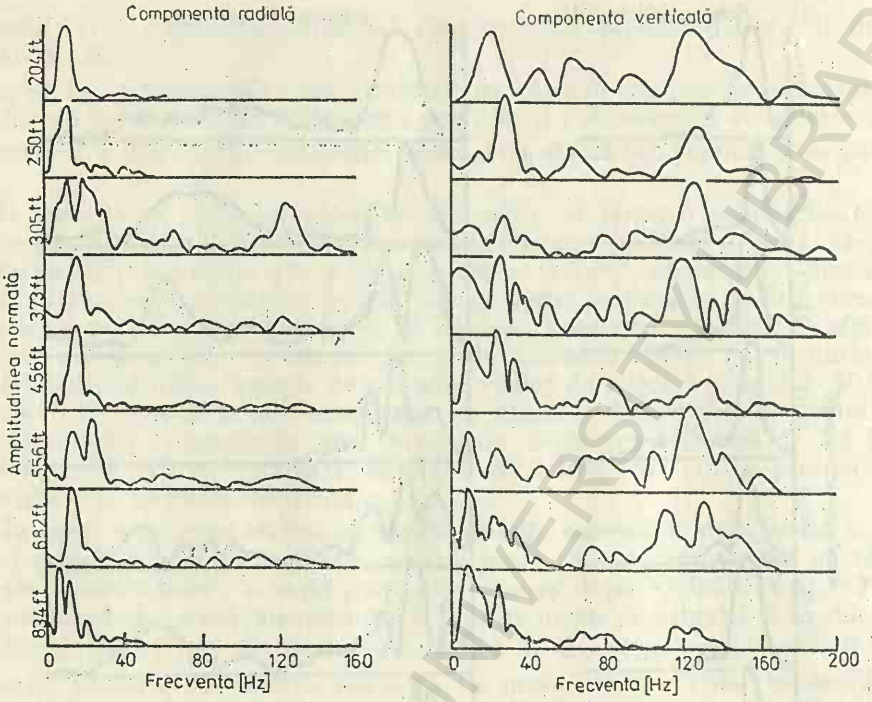



Fig. 5.78. Amplitudinile spectrale ale componentelor radială și verticală la diferite distanțe de punctul de explozie. Explozivul a fost detonat în șapte foraje, cu o întîrziere de 9 ms (după Nicholls at al., 1971).

tudinea componentelor de frecvență înaltă a crescut simțitor, în raport cu exemplul precedent. Rezultă, deci, că prin microîntîrzieri poate fi controlat, într-o oarecare măsură, spectrul semnalului emis. Energia dezvoltată de explozie poate fi repartizată pe această cale în spectru într-un mod convenabil, evitînd apariția unor amplitudini mari și deci a unor efecte distructive în benzi de frecvență înguste.

Spectrul vibrațiilor depinde în mare măsură și de natura rocilor în care se efectuează explozia, precum și de tipul și de calitatea burajului. În general, exploziile produse la adîncimi mai mari, în roca vie, vor da naștere unui spectru mai bogat în frecvențe înalte. Un efect similar îl are și un buraj bun.

*Modul de propagare a vibrațiilor și factorii care îl influențează.* Numeroase măsurători experimentale (Nicholls, 1960) au arătat că parametrul viteză $v$, ce caracterizează mișcarea solului, variază cu distanța după o lege de forma :

$$v = v_0 \cdot D^n \tag{5.16}$$

unde $D$ reprezintă distanța la punctul de explozie, $v^\circ$ a fost definit în relația (5.15), iar $n$ este o constantă care se determină pe cale statistică din măsurători. Ținînd seama și de relația (5.16) rezultă

$$v = k \cdot Q^b \cdot D^n \tag{5.17}$$

unde $k$, $b$ și $n$ depind de locul de producere a exploziei și de modul de detonare. Valorile lui $b$ se încadrează între limitele 0,4 și 1 iar ale lui $n$ între $-1$ și $-2$.

Ecuația (5.17) poate fi scrisă și sub forma :

$$v = k(D/Q^{\alpha})^{n} \qquad (5.18)$$

unde $\alpha = -b/n$. Valorile lui $\alpha$ sînt apropiate de 0,5 astfel încît viteza de deplasare a particulelor solului poate fi considerată o funcție de $D/\sqrt{Q}$.

Pentru fiecare lucrare experimentală, trebuie determinați coeficienții $k$ și $n$. În acest scop, reprezentarea expresiei $v = f(D/\sqrt{Q})$ într-un grafic dublu logaritmic conduce la o dreaptă, a cărei pantă dă valoarea exponentului $n$, iar intersecția cu ordonata furnizează valoarea coeficientului $k$. Utilizarea acestei relații pentru aprecierea efectului distructiv al exploziilor este posibilă deci în ipoteza executării în prealabil a unor încercări cu cantități diferite de exploziv și la distanțe variate, care să permită determinarea constantelor necunoscute $k$ și $n$ (fig. 5.79). Punînd condiția ca nivelul vibrațiilor să nu depășească limita acceptată (de ex. 5 cm/s) din graficul întocmit pe baza datelor experimentale se determină cantitatea de exploziv admisă, precum și distanța de siguranță :

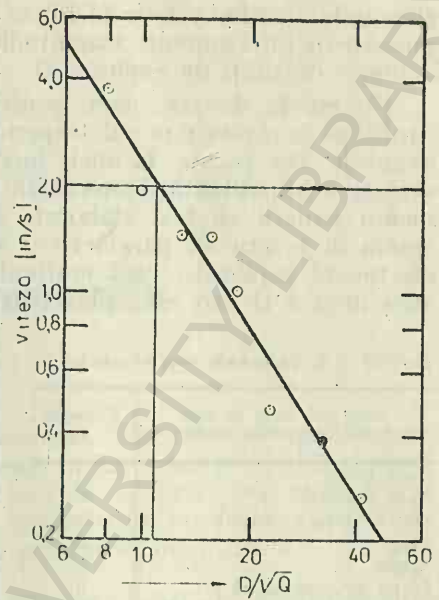



Fig. 5.79. Modul de stabilire a distanței de siguranță $D$ și a cantității de exploziv admisă $Q$ pentru un amplasament dat prin lucrări experimentale.

$$Q = D^2/a^2 \qquad \text{sau} \qquad D = a\sqrt{Q} \qquad (5.19)$$

În aceste relații, $a$ reprezintă „distanța redusă" $D/\sqrt{Q}$, corespunzătoare nivelului de siguranță propus, a cărei valoare rezultă pe cale grafică din figura 5.79.

Un procedeu experimental interesant stabilește o legătură între efectele distructive ale exploziilor și efectele undelor elastice provocate de cutremure. (Enescu et al., 1967, 1968, 1971, 1973). În acest caz se determină magnitudinea aparentă $M_Q^*$, echivalentă unei explozii de încărcătură $Q$, din relația :

$$M_Q^* = 0{,}67(\log v_{max}^2 \; T + 3 \log r + \log 4\delta V - 11{,}8) \qquad (5.20)$$

unde $v_{max}$ este viteza maximă a oscilației solului, $T$ — perioada de oscilație, $V$ — viteza de propagare a undelor elastice, $\delta$ — densitatea rocii prin care se propagă undele, iar $r$ — distanța de la locul exploziei la punctul de înregistrare.

Procedeul presupune stabilirea unei intensități acceptabile pentru construcții și deci a unei viteze $v_{max} = v_0$ conform tabelului 5.7. Prin lucrări expe-

rimentale, folosind relația (5.20) se determină distanța de siguranță $r$ corespunzătoare unei anumite magnitudini echivalente $M_Q^*$ și în consecință a unei anumite cantități de exploziv $Q$.

Procedeele descrise, care permit obținerea limitei de siguranță sau a cantității de exploziv pe cale experimentală, prezintă incontestabil numeroase avantaje. Din păcate, la unele lucrări nu pot fi obținute datele necesare ca urmare a imposibilității executării unor explozii experimentale. Pentru asemenea situații au fost elaborate norme cu caracter mai general, care țin seama de o serie de parametri și anume : tipul solului din zona în care se efectuează exploziile, raza craterului $R$ ce se formează în urma exploziei, adîncimea $h$ la care este plasat explozivul etc.

*Tabelul 5.9.* **Valori ale coeficientului $K_s$**

| Solul din zona în care se află obiectivul studiat | Valoarea $K_s$ |
|---|---|
| Rocă dură | 3 |
| Rocă fisurată | 5 |
| Pietriș și rocă afînată | 7 |
| Nisip | 8 |
| Argilă | 9 |
| Teren de umplutură | 15 |
| Sol saturat cu apă, turbărie | 20 |

Dacă se consideră o viteză de oscilație acceptabilă a solului de 15 cm/s, raza admisibilă (distanța minimă pentru un nivel de risc dat) rezultă din relația (Melnikov și Ghesnokov, 1969) :

$$r = K_s \cdot K_v \cdot \alpha \cdot Q^{1/3} \qquad (5.21)$$

unde $K_s$ este un coeficient ce depinde de natura solului, $K_v$ — un coeficient ce caracterizează calitatea construcției (cu valoarea 1 pentru clădirile proiectate și realizate corespunzător și cu valori supraunitare pentru construcțiile de calitate slabă) și $\alpha$ cu valori cuprinse în intervalul 0,7—1,2, în funcție de raportul $R/h$.

Valoarea coeficientului $K_v$ se obține din relația :

$$K_v = 15/v \qquad (5.22)$$

unde $v$ este viteza de oscilație a solului corespunzătoare la o anumită intensitate seismică, exprimată în grade pe scara MSK, pentru care construcția se consideră a nu prezenta deteriorări (tabelul 5.7). Valorile coeficientului $K_s$ sînt date în tabelul 5.9.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 6. APLICAȚII ALE GEOFIZICII ÎN ARHEOLOGIE

După o îndelungată perioadă de pionierat, dominată de mari descoperiri, dar și de erori grosiere, datorate adesea caracterului amatorist al unor lucrări, arheologia a început să se constituie din ce în ce mai mult într-o disciplină metodologică, precisă și sigură. Schimbarea survenită a fost posibilă prin înțelegerea avantajelor pe care progresele înregistrate în ultimul timp în domeniul tehnicii le pot oferi.

Dacă imaginile realizate din avion în diferitele benzi ale spectrului electromagnetic, îndeosebi cele în infraroșu termal, permit inventarierea rapidă a structurilor arheologice dispersate pe arii întinse, metodele geofizice, prin varietatea tehnicilor de măsură utilizate și a parametrilor fizici studiați, pot contribui, în condiții favorabile, atît la identificarea și localizarea acestora în absența indicațiilor de suprafață, cît și la stabilirea vîrstei lor absolute.

Deși în etapa actuală de dezvoltare a tehnicii nu este posibilă în general determinarea directă cu ajutorul metodelor geofizice a naturii materialelor arheologice situate în subsol și nici nu se întrevede rezolvarea acestei probleme în viitorul apropiat, aplicarea lor poate conduce la obținerea de informații calitative și cantitative deosebit de utile privitoare la forma, dimensiunile, dispunerea spațială și unele caracteristici fizice ale structurilor investigate, restrîngînd ariile de interes pentru executarea săpăturilor planificate.

## 6.1. LOCALIZAREA GEOFIZICĂ A OBIECTELOR ARHEOLOGICE

La baza utilizării metodelor geofizice în arheologie se află contrastul de proprietăți fizice existent între obiectivul arheologic care urmează a fi cercetat și mediul în care acesta este localizat. Cu cît contrastul va fi mai pronunțat, mediul adiacent mai omogen sub aspectul alcătuirii și al compoziției sale, iar obiectivul arheologic mai simplu ca structură și suficient de bine dezvoltat, cu atît capacitatea rezolutivă a acestor metode va fi mai mare. Rezultate bune se obțin prin executarea de cercetări geofizice complexe

cu ajutorul unor metode bazate pe principii de măsură și parametrii fizici diferiți.

Metodele geofizice constituie un mijloc indispensabil de cercetare a zonelor cu probabilitate mare de descoperire a unor vestigii istorice. Principala lor sarcină rezidă în furnizarea de informații care să servească la orientarea și amplasarea mai judicioasă a săpăturilor, îndeosebi în cazul lipsei elementelor morfologice de suprafață sau a celor provenite din observațiile indirecte legate de stabilirea poziției în subsol a obiectivelor arheologice ascunse.

Evoluția retrospectivă a cercetărilor geofizice în domeniul arheologiei debutează cu lucrările executate în anul 1946 de Atkinson în Anglia și De Terra în Mexic. Abordarea sistematică a unor studii va avea însă loc mai tîrziu, după aproape un deceniu. Dintre acestea se detașează cele realizate în Italia de Fundația Lerici de pe lîngă Politehnica din Milano și în Anglia de Laboratorul de cercetări arheologice de la Oxford. Rezultatele încurajatoare obținute au impulsionat dezvoltarea într-o serie de alte țări a acestor cercetări, cum ar fi Franța, R. F. Germană, Austria, Polonia, URSS, Elveția etc.

Studiile întreprinse au urmărit, pe de o parte, rezolvarea unor probleme particulare impuse de aplicarea în condiții de teren a noilor tehnici și, pe de altă parte, stabilirea posibilităților și a limitărilor acestora în domeniul arheologiei. În etapa inițială cercetările sînt îndreptate cu precădere spre metodele geoelectrice, considerîndu-se că numai acestea pot conduce la rezultate satisfăcătoare. Lucrările lui Aitken din 1958—1959 atrag atenția asupra metodei magnetice, cu ajutorul căreia au fost identificate peste 50 excavații și cuptoare cu zgură în Danemarca, dovedindu-se astfel utilitatea ei. Abordarea în continuare a unor cercetări privind aplicarea practică a metodelor seismice și gravimetrice demonstrează, de asemenea, posibilitatea folosirii lor în problema localizării obiectivelor arheologice.

Eficiența metodelor geofizice în arheologie este confirmată de faptul că numai în Tarquinia (Italia) au fost puse în evidență, în decursul a cinci ani de utilizare a acestora, peste 2 600 morminte cu cameră (dintre care 20 cu fresce), egale ca număr cu cele descoperite în toată perioada secolului XIX prin procedee arheologice clasice.

În România primele lucrări geofizice în domeniul arheologiei s-au făcut în anul 1966 de colectivul de geofizică al Institutului de studii și proiectări hidroenergetice din București, care a aplicat metoda rezistivităților pentru evidențierea unor structuri constructive în perimetrele arheologice „Păcuiul lui Soare" și „Cetatea Histria" din Dobrogea. Petre și Apostol au executat în același an cercetări magnetice și electrice în perimetrul arheologic al castrului antic de la Beroe (Piatra Frecăței). În perimetrul cetății Histria au fost efectuate de asemenea cercetări gravimetrice de detaliu de către Calotă (1968) și micromagnetice de Iliceto și Soare (1969).

Rezultatele cercetărilor geofizice întreprinse de-a lungul timpului au arătat că dificultățile privind adaptarea acestor metode la noile condiții de lucru impuse de aplicarea lor la rezolvarea diferitelor probleme arheologice pot fi împărțite în două categorii.

Din prima categorie fac parte dificultățile legate de interpretarea datelor de observație, în general aceleași cu cele care intervin în prospecțiunea

geofizică pentru minereuri, dacă se ține seama de scara la care se lucrează. O atenție deosebită în procesul interpretării trebuie să se acorde problemei stabilirii relației exacte dintre structura investigată și anomalia sa. De mare ajutor sînt, în ambele cazuri, studiile pe modele matematice și reduse, cu diferența că în domeniul arheologiei structurile pot fi considerate ca modele reduse naturale, verificarea anomaliilor produse de ele asigurîndu-se relativ simplu prin executarea unor săpături al căror preț de cost este mult mai mic în raport cu cel al lucrărilor miniere.

Cea de a doua categorie de dificultăți se referă la adaptarea propriu-zisă a tehnicilor geofizice de măsură în funcție de diferitele situații arheologice oferite de practica curentă. După cum se știe, unul din imperativele importante ale măsurătorilor geofizice în arheologie îl constituie expeditivitatea. Asigurarea acesteia este posibilă, pe de o parte, prin utilizarea unor dispozitive ușoare, portabile, pe de altă parte, prin generalizarea înregistrărilor automate și introducerea unor senzori tractați mecanic.

Prezența stratelor superficiale acoperitoare ridică, de asemenea, o serie de probleme privitoare la natura materialelor constitutive și la caracteristicile lor fizice, variațiile accidentale ale acestora conducînd adesea la apariția unor pseudo-anomalii. Numai prin eliminarea surselor de erori (anomalii parazitare datorate unor neomogenități ale solului, anizotropiei aparente, accidentelor topografice, variațiilor climaterice etc.) și interpretarea adecvată a datelor disponibile, anomaliile reziduale și, implicit, parametrii fizici ai materialelor care le provoacă pot reflecta cu suficientă acuratețe structura investigată și determina ca atare interesul pe care ea îl prezintă din punctul de vedere arheologic.

Particularitățile aplicării metodelor geofizice în diferite probleme de arheologie vor fi reliefate prin cîteva exemple prezentate în continuare.

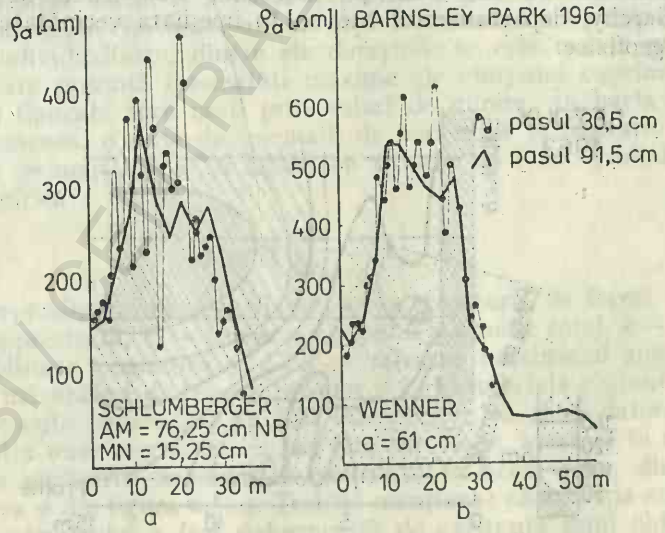



Fig. 6.1. Profile de rezistivitate deasupra unui zid din epoca romană (după Rees et al., 1962).

Un exemplu de aplicare a metodelor geoelectrice la evidențierea unor structuri arheologice este reprezentat în figura 6.1, după Rees et al., (1962). Cercetările geoelectrice au fost realizate la Barnsley Park (Anglia), prin metoda rezistivităților în varianta profilării electrice, utilizînd dispozitive de măsură Schlumberger și Wenner. Prezența în subsol a unui zid roman se manifestă în curbele de rezistivitate aparentă prin valori crescute. După cum se poate observa, cuadripolul Schlumberger, caracterizat prin $MN < AB/3$ este deosebit de sensibil la detaliile fine ale anomaliei, ceea ce impune alegerea unor puncte de observație pe profil la distanțe (pasul $p$) foarte mici. Prin mărirea pasului de la 30,5 cm la 91,5 cm, aspectul anomaliei se schimbă foarte mult (fig. 6.1, *a*). Spre deosebire de acesta, dispozitivul Wenner cu echidistanța ($a$) dintre electrozi egală cu 61 cm și pasul pe profil de 91,5 cm permite conturarea mai precisă a anomaliei (fig. 6.1, *b*), variantele posibile obținute prin modificarea lui $a$ avînd amplitudini incomparabil mai mici decît în primul caz. Din acest exemplu se poate vedea importanța care trebuie acordată alegerii dispozitivelor optime de măsură în practica curentă a prospecțiunii.

Rezultatele utilizării metodei rezistivităților la localizarea unui pavaj de vîrstă galo-romană (Hesse, 1966) situat la 50 cm în subsol sînt prezentate în figura 6.2. Datorită contrastului pronunțat de rezistivitate existent între cărămida din care este constituit pavajul ($\rho \approx 170$ Ωm) și sedimentele adiacente, reprezentate prin nisipuri în amestec cu argilă neagră, profilarea Wenner cu $a = 1$ m reușește să delimiteze cu suficientă precizie obiectivul arheologic urmărit.

Cercetări geoelectrice și magnetice au fost efectuate de Hesse (1966) în aria de dezvoltare a unui cimitir merovingian descoperit în anul 1957 prin hazard. Cimitirul se află situat pe domeniul Bois Rond, de pe teritoriul comunei Garchy, departamentul Nièvre, în imediata vecinătate a Centrului de studii geofizice.

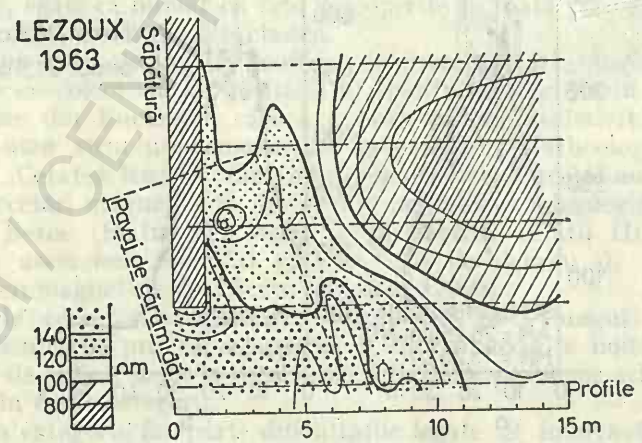



Fig. 6.2. Harta rezistivității în cazul unui pavaj roman (după Hesse, 1966).

Solul cimitirului este constituit dintr-un strat de argilă brună, cu o grosime de la 10 la 30 cm, care repauzează pe calcare de vîrstă jurasică. Deşi materialul care intră în alcătuirea primilor zeci de centimetri este foarte eterogen sub aspectul proprietăţilor sale fizice, se prezintă în general suficient de izotrop în direcţiile orizontale.

Mormintele au fost săpate direct în rocă, sarcofagele cu corpurile respective, grupate sau singulare, fiind coborîte şi acoperite după aceea cu un amestec de argilă şi blocuri de calcare (fig. 6.3, *a*). Prin degradarea în timp a acestora, argila provenită din stratul superficial a pătruns în interiorul lor, fapt demonstrat de săpăturile arheologice efectuate în zonă.

Harta indicilor de anizotropie aparentă, rezultată din măsurătorile executate în fiecare staţie pentru patru direcţii de orientare a dispozitivului Wenner (atît în anotimpul secetos, cît şi în cel umed), căreia i s-a aplicat în prealabil corecţiile de variaţie climatologică necesare, pune în evidenţă o serie de zone anomale notate prin literele *A*, *B*, *C* şi *D* (fig. 6.3, *b*). Existenţa unui sarcofag $S_2$ cunoscut anterior în zona anomală *A* a servit drept criteriu de interpretare în atribuirea aceloraşi cauze extinderii spre sud a acestei anomalii, precum şi a apariţiei celor din zonele *B* şi *C*, confirmate de săpăturile ulterioare. Anomalia *D* a fost determinată de efectul parazitar al unor denivelări superficiale produse de arăturile practicate în zonă. Nivelarea terenului a condus la anularea acestui efect.

Harta rezistivităţilor medii (fig. 6.3, *c*), obţinute pe baza celor patru valori măsurate într-un punct şi corectate, prezintă în general aceleaşi anomalii ca şi în cazul precedent, cu deosebirea că fosa $F_1$ umplută cu material conductor apare mult mai clar.

Rezultate deosebit de interesante au fost obţinute prin aplicarea metodei magnetice de investigaţie (fig. 6.3, *d*), care a reuşit să pună în evidenţă numeroase morminte ascunse, a căror existenţă a priori în acest cimitir era ignorată. Anomaliile conturate au un aspect normal, de tip dipolar, în general bine individualizate, dintre ele detaşîndu-se cele notate prin literele *A''* şi *B''*, care prezintă intensităţi maxime ale cîmpului cuprinse între 10 şi 15γ, fiind flancate spre nord prin valori de minim. În harta magnetică apar, de asemenea, o serie de anomalii de mai mică intensitate, între 3 şi 5γ, suficient de mari totuşi în raport cu valorile de fond. Ţinînd seama de formula empirică

$$h = 2\left(\frac{5kT}{\Delta T_m} - 1\right)^{-1},$$

(în care $h$ reprezintă adîncimea de situare a structurii, de formă geometrică finită şi bine precizată, $T$ — valoarea cîmpului magnetic total, $k$ — contrastul de susceptibilitate magnetică şi $\Delta T_m$ — valoarea maximului anomaliei conturată prin măsurători de teren), precum şi de rezultatele obţinute în cîteva situaţii cunoscute, anomaliile au fost interpretate ca fiind datorate prezenţei în subsol a unor morminte cu sau fără sarcofage, atestate în majoritatea cazurilor de săpăturile arheologice executate în acest scop, după cum se poate observa şi din figura 6.3, *a*. Trebuie menţionat că apariţia anomaliei *C''* din sudul perimetrului a fost determinată de existenţa unui obiect metalic din fier în greutate de cca 300 g, amplasat la o adîncime de 15 cm în subsol.

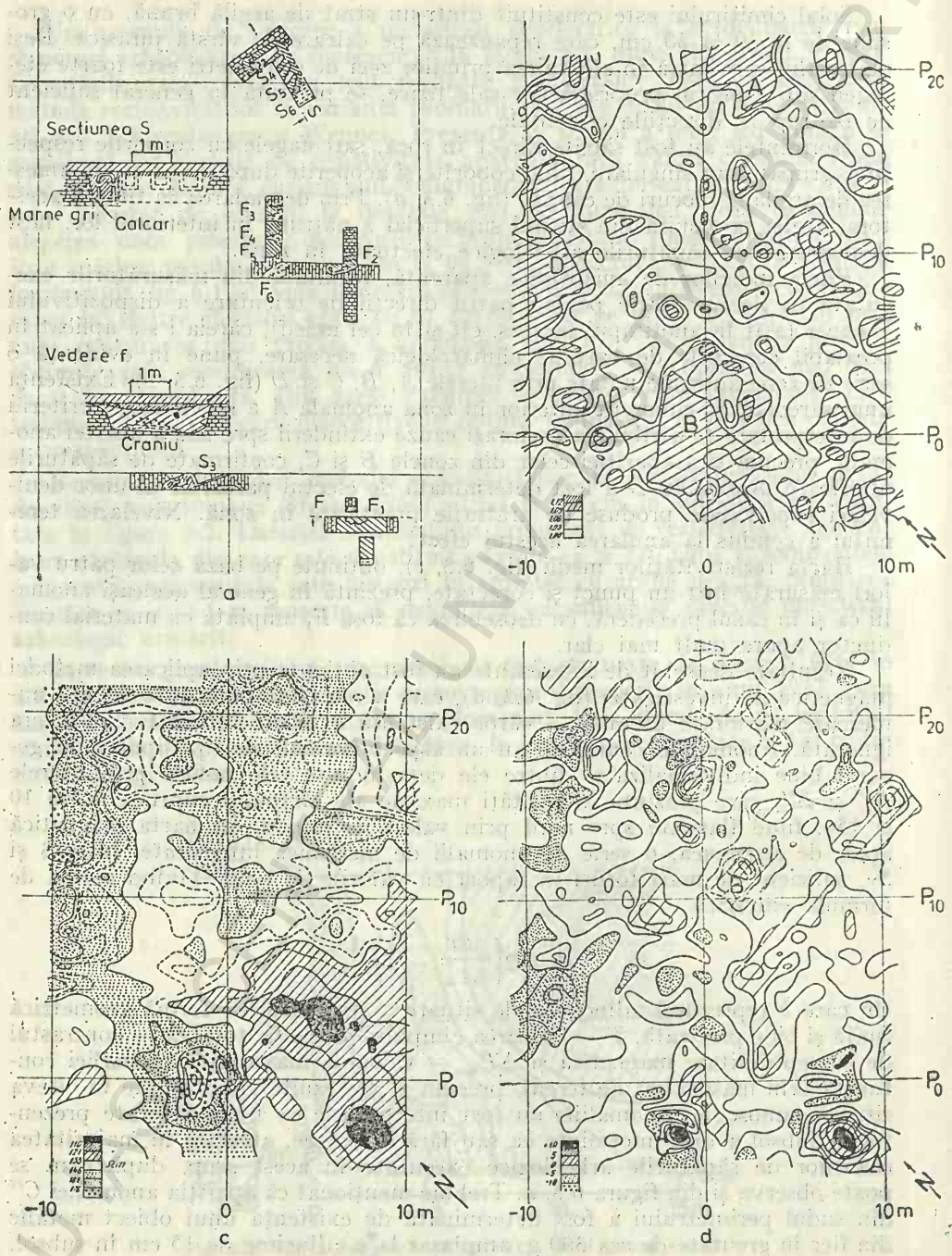



Fig. 6.3. Sondaje arheologice (*a*), harta indicilor de anizotropie aparentă (*b*), harta rezistivităților medii (*c*) și harta anomaliilor magnetice (*d*) în cimitirul merovingian de la Bois Rond (după Hesse, 1966).

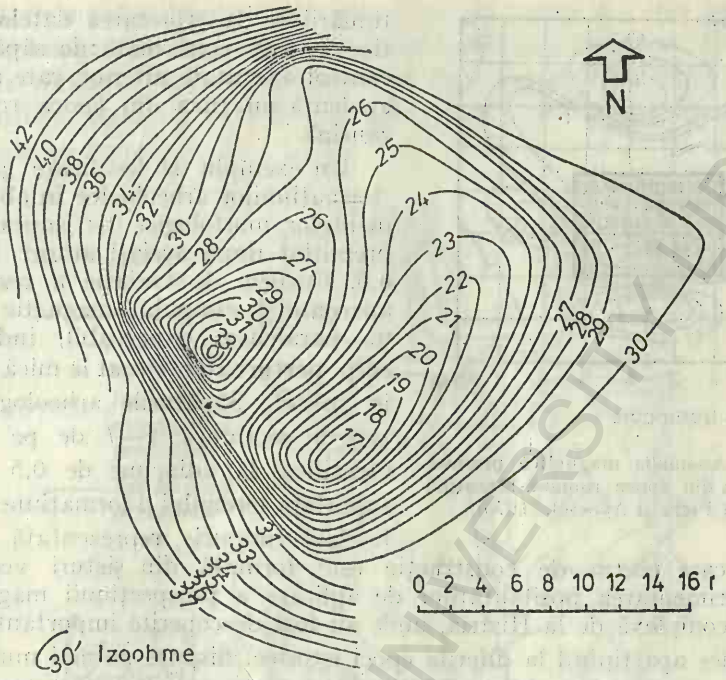



Fig. 6.4. Harta rezistivităților aparente deasupra unui tumul din zona Histria (după Merkler, 1973).

În figura 6.4 sînt prezentate rezultatele măsurătorilor de rezistivitate aparentă realizate în zona cetății Histria deasupra unui tumul (Merkler, 1973). Se poate observa că spre centrul acestuia valorile de rezistivitate scad progresiv pînă la un fond de aproximativ 30 Ωm, pe care se grefează două anomalii alungite pe direcția SV-NE, dintre care una de minim ($\rho_a < 20$ Ωm) și alta de maxim ($\rho_a > 30$ Ωm). Interpretarea lor conduce la ideea unei neomogenități structural-constructive a tumulului, caracterizată prin prezența în subsol a unei camere de înhumare, care se manifestă prin valori mai ridicate de rezistivitate.

Cercetările geofizice experimentale executate de Petre și Apostol (1970) în perimetrul arheologic al castrului roman de la Beroe (Piatra Frecăței) au urmărit atît stabilirea extinderii posibile a unor formațiuni arheologice vizibile parțial, cît și localizarea altora noi în zone lipsite de indicații de suprafață. În figura 6.5 este prezentat un panou micromagnetic realizat în jurul unei formațiuni arheologice antice constituită din blocuri de șisturi verzi legate cu mortar, care se poate observa la suprafață pe o lungime de 3,5 m, considerată inițial ca făcînd parte din zidul de incintă al castrului. Formațiunea arheologică este conturată prin izodinama de 40γ, fiind limitată din toate părțile de valori negative, ceea ce infirmă presupunerea con-

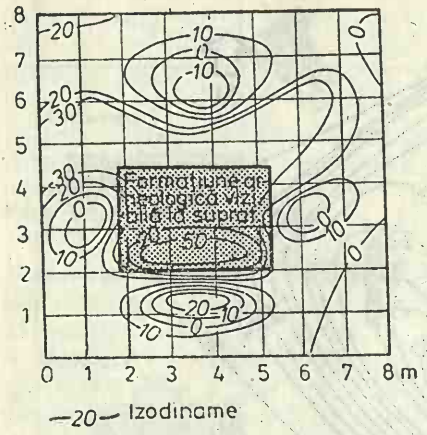



Fig. 6.5. Anomalia magnetică produsă de un turn din epoca romană-bizantină (după Petre și Apostol, 1970).

tinuării ei. Interpretarea datelor magnetice a fost confirmată de săpăturile de control executate ulterior, care au pus în evidență un turn din epoca romană-bizantină.

Un exemplu de localizare geofizică a formațiunilor arheologice în absența elementelor morfologice de suprafață este prezentat după aceiași autori în figura 6.6. Curbele de variație a rezistivității aparente și cîmpului magnetic prezintă un paralelism remarcabil, indicînd un corp perturbator situat la mică adîncime în subsol. Săpăturile arheologice realizate în secțiunea *1—1* de pe profil au identificat la adîncime de 0,5 m de la suprafața terenului o formațiune de epocă feudală timpurie, reprezentată printr-un zid în care piatra de construcție este formată din șisturi verzi.

Experimentarea posibilităților de aplicare a prospecțiunii magnetice în situația complexă de la Histria, unde au fost descoperite importante vestigii arheologice aparținînd la diferite epoci istorice, dispuse pe mai multe nivele suprapuse, a constituit obiectul studiilor întreprinse de Iliceto și Soare (1971).

Cercetările magnetice, realizate cu ajutorul unui magnetometru protonic, au cuprins aria situată în partea de est a cetății, cu o maximă concentrare a obiectivelor edilitare din diverse epoci. Anomaliile magnetice evidențiate în zona prospectată pot fi atribuite la două cauze principale:

a) anomalii legate de contrastul de susceptibilitate magnetică dintre formațiunile arheologice (ziduri de cărămidă, elemente de ceramică, pietre de construcție posedînd o anumită susceptibilitate magnetică etc.) și solul constituit din loess;

b) anomalii datorate magnetizării termoremanente (cuptoare sau zone care au fost afectate de incendii).

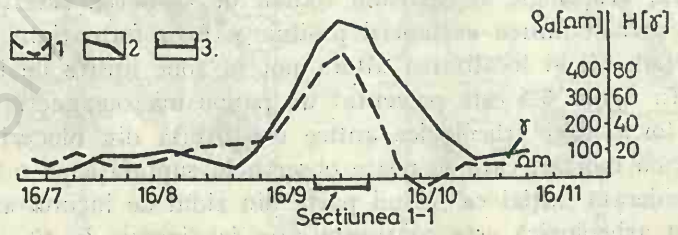



Fig. 6.6. Profil electric și magnetic deasupra unui zid îngropat din epoca feudală timpurie (după Petre și Apostol, 1970).

Rezultatele măsurătorilor sînt prezentate în figura 6.7 sub forma unei hărți micromagnetice conținînd izodinamele cîmpului magnetic terestru raportate la stația de bază aleasă pe teren. Se remarcă mai multe anomalii de intensități, forme și extinderi diferite, dintre care mai interesante sînt cele notate cu literele *A*, *B*, *C* și *D*.

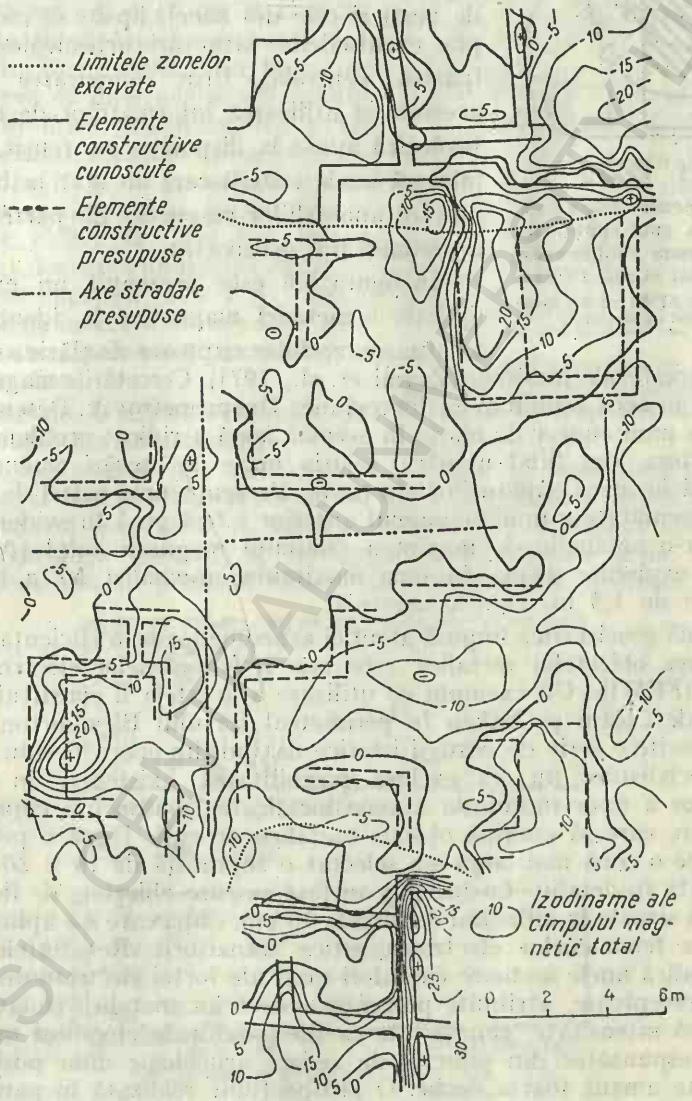



Fig. 6.7. Harta anomaliilor cîmpului magnetic total din zona Histria (după Ilicetо și Soare, 1971).

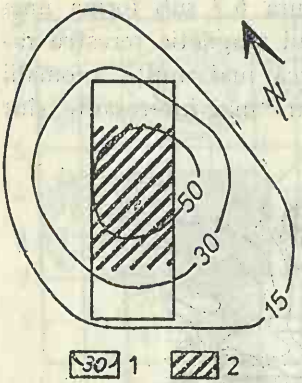



Fig. 6.8. Anomalia magnetică $\Delta T$ deasupra unui cuptor de olărie din zona Liubimovka (după Zagnii et al., 1971): *1* — izodiname $\Delta T$ în $\gamma$; *2* — amplasamentul cuptorului.

Elementele constructive (ziduri, străzi) evidențiate prin interpretarea anomaliilor magnetice, fără a se putea preciza epoca cărora le aparțin, sînt reprezentate în aceeași figură. În procesul interpretării s-au luat în considerare separat anomaliile magnetice inerente zonei cunoscute din săpăturile executate anterior (sectoarele de est și de vest) și cele din zonele lipsite de indicații asupra eventualelor structuri arheologice existente (partea centrală). Prin compararea directă a acestora și utilizarea informațiilor de natură arheologică avute la dispoziție s-a reușit să se stabilească unele criterii care au stat la baza interpretării anomaliilor magnetice din partea centrală a perimetrului prospectat.

În figura 6.8 este prezentat un exemplu de aplicare a metodei magnetice la identificarea și localizarea vechilor cuptoare de olărie ascunse sub depozite superficiale loessoide (Zagnii et. al., 1971). Cercetările magnetice s-au desfășurat în zona Liubimovka din regiunea Dnepropetrovsk. Descoperirea arheologică a unui cuptor de olărie în această zonă a ridicat problema existenței și a altora, dat fiind numărul relativ mare de așezări omenești antice scoase la zi în urma săpăturilor efectuate. Prezența unui astfel de cuptor în imediata vecinătate a unuia cunoscut anterior a fost pusă în evidență (v. fig. 6.8), printr-o anomalie de maxim a cîmpului magnetic total ($\Delta T \approx 50\gamma$). Șanțul de explorare dispus în zona maximului anomaliei $\Delta T$ a întîlnit, la o adîncime de 1,3 m, ruinele acestuia.

O metodă geoelectrică impusă atenției arheologilor prin eficiența deosebită în depistarea obiectelor metalice este cea a fenomenelor electromagnetice tranzitorii (FEMT). Un exemplu de utilizare a acesteia îl constituie lucrările executate de Colani și Aitken în perimetrul fortului Blewburton, unde au fost descoperite o serie de vestigii istorice datînd din epoca fierului. Conform părerii specialiștilor nu era exclusă posibilitatea existenței în interiorul fortificațiilor a unor morminte saxone localizate la adîncimi cuprinse între 0,5 și 1,5 m, care să conțină obiecte metalice de cult. După o prospecțiune efectuată pe o zonă mai largă s-a selectat o suprafață de 16 × 20 m pentru a fi cercetată în detaliu. La început au fost extrase obiectele de fier de dată mai recentă situate la adîncimi de pînă la 10 cm, după care s-a aplicat metoda inductivă a fenomenelor electromagnetice tranzitorii. Rezultatele obținute (fig. 6.9) indică unele sectoare cu valori mari ale forței electromotoare induse în bobina receptoare, atribuite prezenței obiectelor metalice izolate și altele de mai mică intensitate, considerate ca fiind datorate efectului magnetic al solului, corespunzător din punctul de vedere arheologic unor posibile urme de activitate umană foarte veche. O prospecțiune realizată în paralel cu un magnetometru protonic nu a verificat decît parțial anomaliile atribuite obiectelor izolate.

Pentru excavații s-a ales o suprafață foarte redusă care să cuprindă anomalii de intensitate maximă ($A$, $B$, $C$ și $D$), slabe și zone albe. În prealabil au fost estimate adîncimile aproximative de situare a obiectelor în limitele posibilităților de investigație ale metodei ($A > 25$ cm; $B \geqslant 25$ cm; $C \simeq 15$ cm și $D \simeq 20$ cm). Rezultatele săpăturilor realizate sînt prezentate în figura 6.10. Din figură se poate observa că diferitele obiecte găsite se dispun în două orizonturi distincte. În primul orizont, situat în apropierea suprafeței (între 15 și 30 cm adîncime), au fost puse în evidență mai multe obiecte din fier (cuie, cîrlige etc.). Cel de al doilea orizont, aflat deasupra unui strat de cretă, la o adîncime cuprinsă între 1 și 1,3 m a conținut o urnă funerară, numeroase oase și rămășițe arse, precum și două obiecte mai mici de fier.

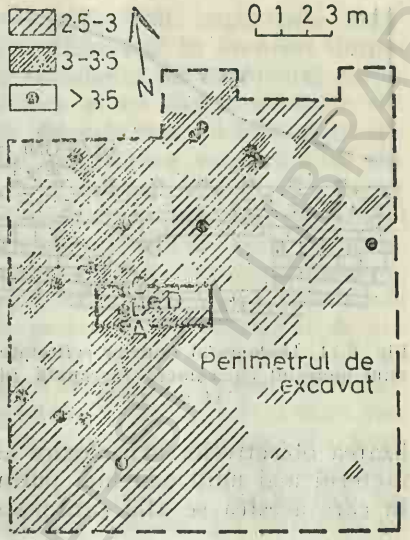



Fig. 6.9. Harta rezultatelor cercetărilor prin metoda FEMT în zona Blewburton (după Colani și Aitken, 1967).

Săpăturile de control executate au confirmat valabilitatea estimărilor adîncimii obiectelor izolate, dar numărul lor a fost mai mare decît cel presupus, iar poziția indicată uneori inexactă, datorită probabil însumării efectelor lor. Orizontul superficial cu obiecte metalice, neinteresant din punctul de vedere arheologic urmărit, se suprapune peste celelalte două, implicînd o atenție deosebită în procesul interpretării rezultatelor geofizice.

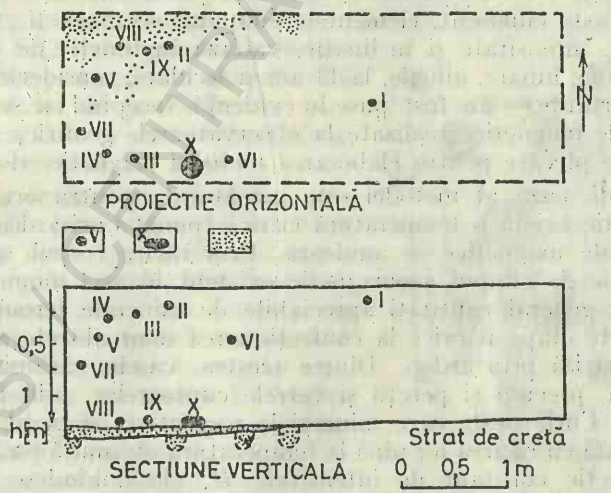



Fig. 6.10. Rezultatele săpăturilor arheologice de control din zona Blewburton (după Colani și Aitken, 1967).

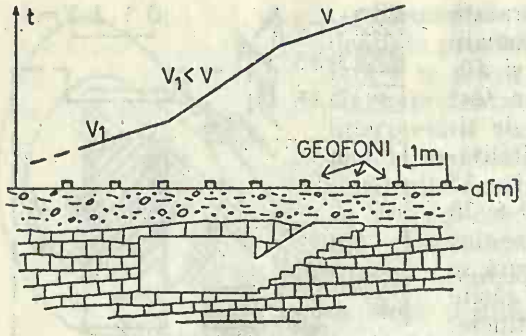



Fig. 6.11. Hodograful undelor reflectate în cazul unui mormînt cu cameră îngropată (după Lerici et al., 1958).

În figura 6.11 este prezentat hodograful undelor seismice reflectate obținut în cazul unei structuri constructive reprezentată printr-un mormînt cu cameră îngropată (Lerici et al., 1958). Prezența acestuia se manifestă printr-o creștere sensibilă a vitezei undelor reflectate în raport cu cea proprie depozitelor superficiale acoperitoare. Cercetările efectuate au arătat că rezultatele aplicării metodelor seismice de reflexie sau de refracție în diferitele lor variante la localizarea obiectivelor arheologice ascunse sînt condiționate în general de caracterul mai mult sau mai puțin omogen și izotrop al mediului adiacent în care acestea se află cantonate.

## 6.2. METODE DE DATARE GEOFIZICĂ ÎN ARHEOLOGIE

În ultimele două decenii, metodele geofizice s-au impus atenției specialiștilor din domeniul arheologiei prin contribuțiile pe care acestea le pot aduce la rezolvarea unor probleme privind datarea diferitelor vestigii istorice. Un loc aparte în cadrul lor îl ocupă metodele de datare magnetică și radioactivă ($^{14}C$).

După cum este cunoscut, elementele cîmpului geomagnetic, reprezentate prin declinație, intensitate și înclinație, variază în funcție de timp. Aceste variații — diurne, lunare, anuale, la 11 ani și seculare, considerîndu-se numai cele mai importante — au fost puse în evidență, începînd cu secolul XVIII, de înregistrările magnetice realizate la observatoarele geofizice și au constituit punctul de plecare pentru elaborarea metodei magnetice de datare.

Principiul de bază al metodei este următorul: pentru orice corp feri- sau feromagnetic există o temperatură critică (punct Curie) deasupra căreia proprietățile sale magnetice se anulează. Prin răcire corpul se remagnetizează în funcție de cîmpul geomagnetic existent în acel moment. Argilele, care conțin în general cantități apreciabile de minerale feromagnetice, au servit în diferite etape istorice la confecționarea unor obiecte a căror rezistență a fost mărită prin ardere. Dintre acestea, vasele, cărămizile și țiglele supuse coacerii, precum și pereții și vetrele cuptoarelor, prin încălzire, pot depăși punctul Curie peste care mineralele respective își pierd proprietățile magnetice. Odată cu răcirea lor pînă la temperatura obișnuită ($\approx 20°C$) într-un cîmp geomagnetic constant de intensitate $H$, ele dobîndesc un moment magnetic termoremanent proporțional cu acest cîmp, suficient de ridicat ca valoare și rezistent la acțiunea unor factori perturbanți. În cazul unor obiecte

care n-au mai suferit transformări chimice sau reîncălziri importante, magnetizarea termoremanentă originară rămîne neschimbată în decursul timpului, conservînd ca atare direcția cîmpului geomagnetic din momentul răcirii lor. Determinarea acestei direcții și compararea ei cu datele rezultate din curbele de variație ale cîmpului geomagnetic din cele mai vechi timpuri databile și pînă în prezent constituie obiectul cercetărilor magnetice în domeniul arheologiei.

Rezultatele cele mai bune se obțin în cazul unor materiale din argilă arsă care nu au suferit modificări de poziție, cum ar fi vetrele, baza cuptoarelor și uneori pereții lor laterali. Deoarece măsurarea direcției de magnetizare remanentă nu este posibilă in situ, trebuie prelevate eșantioane pentru studii de laborator. Pe fiecare probă se fixează la prelevare repere exacte de orientare.

Momentul magnetic al probei se determină măsurînd componentele sale după cele trei direcții ortogonale definite de fețele ei. Metoda de măsură este cea numită „prin inducție" și se bazează pe principiul reciprocității fenomenelor electromagnetice și de inducție. Inductorul cel mai simplu care se poate imagina constă dintr-un solenoid conectat cu un galvanometru balistic ; eșantionul fiind plasat în centrul bobinei, cu una din direcțiile reperate ale sale dirijate după axa acesteia, deplasarea sa bruscă va produce o variație a fluxului, măsurată prin devierea balistică, egală cu produsul dintre constanta bobinei și valoarea componentei corespunzătoare a momentului. Determinîndu-se cele trei componente (orizontale — $X$, $Y$ și verticală — $Z$) rezultă că înclinarea $I$ a momentului, identică cu cea a cîmpului care l-a provocat în trecut, este dată de relația

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}.$$

Declinația $D$ se calculează pornind de la componentele $X$ și $Y$ care, pe suprafața orientată a eșantionului, definesc direcția orizontală a magnetizării.

În figura 6.12 este prezentat inductometrul utilizat în cadrul Laboratorului Parc Saint-Maur de la Bellevue, care permite executarea de măsurători absolute printr-o metodă de zero.

Măsurarea intensității cîmpului geomagnetic fosil reprezintă o operație mult mai delicată decît cea a direcției. Complicația principală provine din faptul că valorile magnetizărilor care intervin în această determinare depind considerabil de compoziția mineralogică a argilei arse. Această dificultate nu poate fi învinsă decît încercînd, prin experiențe de magnetizare remanentă provocată, să se stabilească intensitatea cîmpului care produce un moment magnetic egal cu cel inițial în care se afla obiectul investigat.

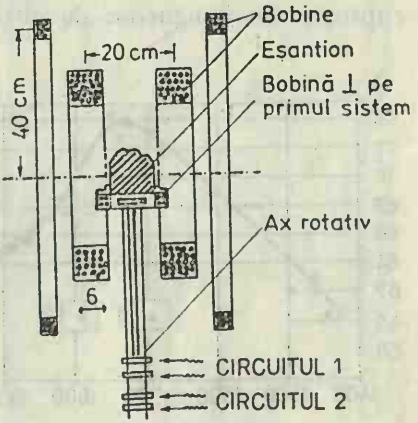



Fig. 6.12. Schema inductometrului de la Laboratorul Parc Saint-Maur (după Thellier, 1966).

Cîmpul astfel determinat nu reprezintă pe cel originar decît în măsura în care argila arsă și răcită în prezent nu a suferit modificări esențiale în raport cu starea ei în epoca răcirii inițiale. Aceasta presupune o conservare a mineralelor magnetice existente în obiectul respectiv atît de-a lungul timpului, cît și pe parcursul reîncălzirii sale (în principiu la 670°C).

Stabilirea vectorului cîmpului magnetic fosil reprezintă o problemă complicată, întrucît peste magnetizarea termoremanentă conservată în momentul răcirii obiectelor de argilă arsă s-au suprapus ulterior și altele generate de diferite cauze. Astfel, trebuie avută în vedere magnetizarea pe care o pot dobîndi corpurile din cauza acțiunii îndelungate a cîmpului geomagnetic. De asemenea, modificările în compoziția mineralogică și, mai ales, reîncălzirile și eventualele efecte ale trăsnetelor pot conduce la magnetizări termoremanente parțiale destul de intense. Separarea acestor efecte parazitare se realizează în prezent prin așa numita tehnică a „spălării" magnetice, utilizînd procedee termice sau electromagnetice. Acest fapt mărește considerabil gama de probleme care pot fi rezolvate cu ajutorul metodelor geofizice în domeniul arheologici. Dintre acestea enumerăm: posibilitatea de stabilire a unui incendiu care a afectat o construcție (cu măsurarea temperaturii atinse într-un punct dat), determinarea temperaturilor de recoacere secundară a vaselor posedînd pigmentații (colorări) obținute la cald, identificarea eventualelor monumente lovite de trăsnet, determinarea poziției de coacere a cărămizilor și țiglelor, iar pentru vase indicarea sensului în care se afla gura lor (în sus sau în jos) etc.

Cercetări sistematice asupra elementelor cîmpului geomagnetic și a variațiilor lui în timp cu aplicații în domeniul datărilor arheologice au fost întreprinse în Franța, URSS, Japonia, Anglia, R. S. Cehoslovacă și Bulgaria. În figura 6.13 este prezentată variația înclinației cîmpului geomagnetic pentru regiunea Paris (Thellier, 1966) începînd cu secolul XV și pînă în zilele noastre, pe baza unor măsurători realizate la Institutul de fizică a globului. Pornind de la cunoașterea acestor variații s-a reușit să se dateze o serie de cuptoare din Languedoc de vîrstă cuprinsă între secolele XV și XIX.

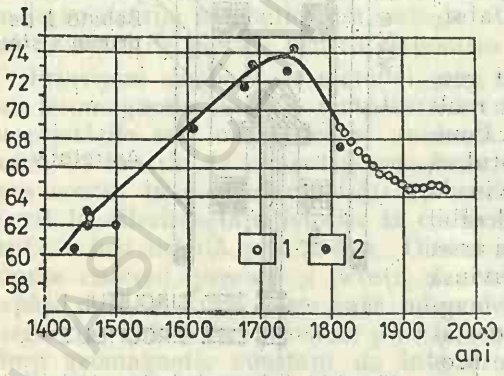



Fig. 6.13. Variația înclinației cîmpului geomagnetic pentru regiunea Paris (după Thellier, 1966).

Rezultate interesante asupra variației în timp a înclinației cîmpului geomagnetic cu latitudinea și longitudinea au fost obținute în urma studiilor arheomagnetice efectuate de diverși cercetători prin metode complet diferite. În tabelul 6.1 sînt prezentate sinoptic după S. P. Burlațkaia et al. (1965) valorile timpilor de apariție a ultimului maxim al înclinației cîmpului geomagnetic pentru 11 zone diferite de pe glob, a căror localizare geografică a variat între 36 și 51° latitudine nordică, exceptînd orașele Novgorod și Le-

*Tabelul 6.1.* **Timpul de apariţie a ultimului maxim al înclinaţiei cîmpului geomagnetic după diferiţi cercetători**

| Zona geografică | Coordonate geografice | | Coordonate geomagnetice | | Autorul cercetărilor | Metodica de măsură | Timpul de apariţie a ultimului maxim*, anul | Eroarea de determinare a ultimului maxim, ani |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | λ | φ | Δ | Φ | | | | |
| Londra | 0 | 51 | 86°31′ | 56 | Belshé | În absenţa spălării | 1700 | 0 |
| Paris | 2 | 49 | 84 | 52 | Thellier | Spălare termică progresivă | 1685 | 0 |
| Roma | 13 | 42 | 92 | 42 | Chevalier | În absenţa spălării | 1700 | ±150 |
| Sicilia | 14 | 37 | 92 | 38 | Chevalier | Idem | 1650 | ±200 |
| Ungaria | 18 | 48 | 100 | 47 | Etvös* | Idem | 1600 | ±100 |
| Bulgaria** | 27 | 42 | 106 | 40 | Burlaţkaia, Neciaeva | Spălare termică progresivă | 1625 | -- |
| Leningrad | 30 | 60 | 117 | 56 | Tarhov | Spălare electromagnetică | 1800 | ±100 |
| Novgorod | 32 | 58 | 118 | 56 | Burlaţkaia, Neciaeva*** | Spălare termică progresivă | 1720 | ±100 |
| Caucaz | 45 | 41 | 122 | 37 | Burlaţkaia | Idem | 1530 | ± 75 |
| Asia Mijlocie | 70 | 42 | 144 | 33 | Burlaţkaia | Idem | 1350 | ±100 |
| Japonia | 140 | 36 | 206 | 26 | Watanabe | În absenţa spălării | 1200 | ±150 |

* Datele nu au fost publicate.

** Timpul de apariţie a lui $I_{max}$ în Bulgaria s-a determinat convenţional după curba $I(t)$ pentru Caucaz, deplasată cu 100 ani în sensul creşterii lui $t$.

*** Măsurătorile colecţiei de probe din Novgorod s-au realizat cu participarea absolventei facultăţii de fizică a Universităţii din Moscova, L. G. Gherasimova.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 6.2.* **Variația medie seculară a înclinației cîmpului geomagnetic în intervalul secolelor XVI—XX**

| Parametrul | Perioada, ani | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1550—1650 | 1580—1680 | 1600—1700 | 1610—1710 | 1640—1740 | 1670—1770 | 1730—1830 | 1745—1845 | 1750—1850 | 1828—1928 | 1850—1960 |
| $I$ | 68,8 | 68,4 | 67,5 | 67,0 | 66,4 | 66,3 | 64,6 | 63,9 | 63,9 | 63,6 | 64,5 |
| $\sigma$ | 1,1 | 1,2 | 1,0 | 1,3 | 1,0 | 0,80 | 0,81 | 0,86 | 0,70 | 0,13 | 1,6 |
| $m$ | 10 | 10 | 8 | 7 | 8 | 10 | 7 | 6 | 6 | 3 | 2 |
| $n$ | 30 | 31 | 24 | 21 | 24 | 27 | 19 | 16 | 16 | 8 | 5 |
| $m'$ | — | — | — | — | — | — | — | — | 1 | 3 | 4 |
| $n'$ | — | — | — | — | — | — | — | — | 3 | 10 | 11 |

Observații: $m$ — numărul de obiecte; $m'$ — numărul de observații directe; $n$ — numărul de probe; $n'$ — numărul de observații directe; $\sigma$ — abaterea medie pătratică a rezultatelor pentru diferite obiecte față de valoarea medie corespunzătoare (în grade); $I$ — valoarea medie a unghiului de înclinație.

*Tabelul 6.3.* **Variația medie pe perioade de 50 ani a înclinației cîmpului geomagnetic în intervalul secolelor XVI—XX**

| Parametrul | Perioada, ani | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1550—1600 | 1595—1645 | 1700—1750 | 1630—1680 | 1686—1736 | 1720—1770 | 1795—1845 | 1880—1930 | 1898—1952 |
| $I$ | 70,6 | 67,7 | 67,9 | 65,2 | 68,0 | 66,6 | 63,4 | 63,7 | 64,2 |
| $\sigma$ | 1,35 | 1,4 | 0,96 | 1,4 | 1,0 | 0,76 | 0,16 | 0,74 | 0,81 |
| $m$ | 7 | 6 | 5 | 4 | 5 | 7 | 1 | 1 | 1 |
| $n$ | 20 | 18 | 13 | 12 | 13 | 20 | 1 | 1 | 1 |
| $m'$ | — | — | — | — | — | — | 2 | 2 | 2 |
| $n'$ | — | — | — | — | — | — | 6 | 7 | 4 |

Parametrii au aceeași semnificație ca în tabelul 6.2.

ningrad și între 0 și 140° longitudine estică. După Erving (1962), viteza de deplasare spre vest a înclinației este de 0,3° pe an, spre deosebire de Yukutake (1962), care indică o valoare de 0,2° pe an.

Tarhov (1966) a executat măsurători ale înclinației cîmpului geomagnetic pe probe de cărămizi provenind de la diferite monumente istorice din Leningrad și Lwov, cu ajutorul unui magnetometru tip IN-1. Valorile medii seculare ale înclinației și pe perioade de 50 ani sînt prezentate în tabelele 6.2 și 6.3, pentru intervalul secolelor XVI—XX, eroarea medie pătratică nedepășind 0,4°.

În R. P. Bulgaria cercetări arheomagnetice au fost realizate de Kovaceva (1970) pe cărămizi prelevate din clădiri și vetre de cuptoare vechi aparținînd erei noastre. Măsurătorile au fost efectuate cu un magnetometru astatic Dolghinov MG-2. Curba arheomagnetică prezintă o variație seculară a înclinației cîmpului geomagnetic cu amplitudini care nu depășesc 15° și perioade de aproximativ 700—800 ani (fig. 6.14).

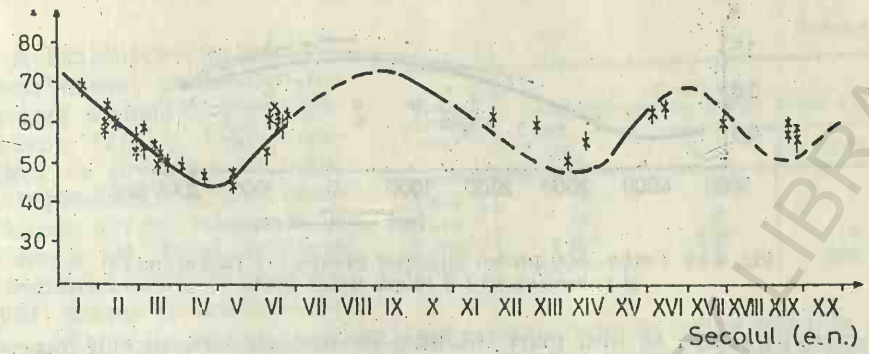



Fig. 6.14. Variația seculară a inclinației cîmpului geomagnetic în Bulgaria (după Kovaceva, 1970).

Deși măsurătorile intensității cîmpului geomagnetic sînt mult mai laborioase și au un grad de incertitudine mai mare, acestea sînt utilizate adesea în probleme de ridicare a nedeterminării unor datări de ordinul secolelor. Pentru aceasta este însă necesar să se cunoască variația în funcție de timp a intensității cîmpului geomagnetic. În figura 6.15 este prezentată această variație de-a lungul ecuatorului magnetic pentru diferite țări și localități de pe glob.

Existența unor așezări omenești pe teritoriul Cehoslovaciei cu o vechime de peste 4 800 ani î.e.n. a condus la efectuarea unor studii arheomagnetice complexe (Buha, 1965), care au furnizat informații privind variația în timp a declinației, înclinației și intensității cîmpului geomagnetic. Măsurătorile au fost executate pe probe recoltate din diferite cuptoare cu magnetometre astatice de tip Dolghinov (fig. 6.16).

Metoda datării cu radiocarbon își găsește aplicații în probleme de geologie a Cuaternarului și hidrogeologie, arheologie și antropologie etc.

Principiile generale și metodica folosirii carbonului radioactiv ($^{14}C$) în scopul determinărilor de vîrstă au fost elaborate de cercetătorul american Libby. Progrese însemnate în acest domeniu au fost înregistrate în ultimii ani prin elucidarea unor probleme referitoare la procesul de generare și migrare a $^{14}C$, demonstrîndu-se că deși condițiile de bază privind aplica-

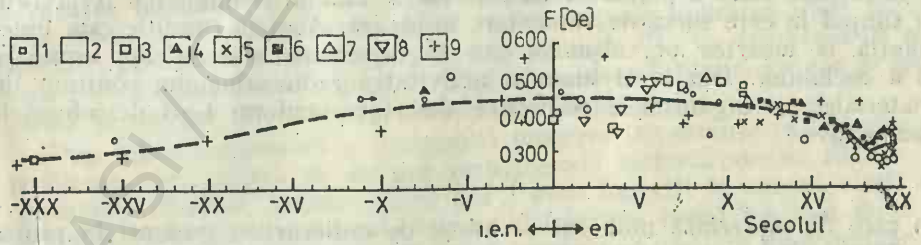



Fig. 6.15. Variația în timp a intensității cîmpului geomagnetic fosil de-a lungul ecuatorului geomagnetic (după Burlațkaia, 1965):

*1* — Franța; *2* — Gruzia; *3* — Azerbaidjan; *4* — Armenia; *5* — Novgorod; *6* — Samarkand; *7* — Buhara; *8* — Bulgaria; *9* — Japonia. Linia mediană punctată s-a trasat ținînd cont de ponderea fiecărui punct.

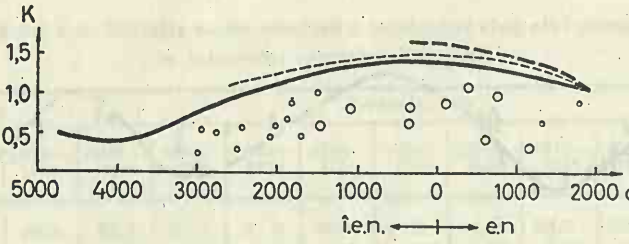



Fig. 6.16. Curba $K(t)$ pentru teritoriul Franței (*1*), Caucazului (*2*) și Cehoslovaciei (*3*) (după Buha, 1965).

rea metodei rămîn în linii mari valabile, în anumite situații este necesară introducerea unor corecții pentru obținerea de date mai exacte. Dintre factorii care pot exercita o influență negativă asupra rezultatelor datării trebuie menționați următorii : variațiile în generarea atomilor de $^{14}C$, timpul mediu de omogenizare în anumite părți ale rezervorului, fracționarea izotopilor de carbon și schimbul izotopic, mobilitatea lor în depozite etc. Existența acestor factori, care constituie adesea surse importante de erori, nu restrînge domeniul de utilizare a metodei, dată fiind răspîndirea mare a materialelor cu conținut de carbon.

Carbonul radioactiv ($^{14}C$) se formează în păturile superioare ale atmosferei, la altitudinea de aproximativ 1 600 m, prin reacția neutronilor termici produși de radiația cosmică cu azotul ($^{14}N$), conform relației $^{14}N_{(n,\ p)} \rightarrow {}^{14}C$.

Viteza de generare a atomilor de C este practic egală cu cea de formare a neutronilor. Dacă radiația cosmică este considerată ca fiind constantă în ultimii 30 000 ani, exploziile de scurtă durată neafectînd media pe o perioadă lungă, se ajunge la o stare de stabilitate analoagă cu echilibrul secular între lanțul radioactiv și produsele dezintegrării. Ca atare, viteza de dezintegrare a $^{14}C$ va fi egală cu viteza lui de formare.

După conversia noilor atomi de radiocarbon în molecule de bioxid de carbon, aceștia intră în ciclul natural al carbonului, integrîndu-se în atmosferă, biosferă și în sărurile dizolvate în Oceanul mondial. Deși este dificil să se calculeze timpul de omogenizare, acesta se estimează a fi mult mai scurt decît perioada de înjumătățire a $^{14}C$.

Utilizarea radiocarbonului în probleme de datare nu este posibilă fără o delimitare clară a perioadei cînd acesta se află în echilibru cu rezervorul și timpul în care sursa de alimentare încetează. Această condiție este îndeplinită la moartea organismelor sau la depunerea materialelor lemnoase și a cochiliilor. Din acest moment activitatea radiocarbonului conținut de materialele și organismele respective descrește conform legii dezintegrării radioactive :

$$N = N_0 e^{-\lambda t},$$

în care $N_0$ reprezintă numărul de atomi de radiocarbon prezenți în probă la timpul cînd aceasta este scoasă din ciclul său natural, $N$ — numărul de atomi rămași nedezintegrați la momentul $t$ și $\lambda$ — constanta de dezintegrare radioactivă.

Tabelul 6.4

| Vîrsta probelor (ani) | Eroare (ani) Contaminarea cu carbon actual (%) | | |
|---|---|---|---|
| | 1% | 0,1% | 0,01% |
| 5 570 | 80 | — | — |
| 11 140 | 240 | 20 | — |
| 22 280 | 1 200 | 120 | 10 |
| 44 560 | 12 300 | 1 800 | 200 |

Aplicabilitatea metodei radiocarbonului presupune rezolvarea a două probleme importante (Libby, 1967): stabilirea cu precizie a timpului de înjumătățire a $^{14}C$ și identificarea acestui element în sistemele vii. După ultimele determinări făcute de Goodwin (1962) timpul de înjumătățire este de 5 730 ani. Aceasta limitează aplicarea metodei de datare numai la vîrste tinere. Dacă se presupune că pe durata vieții organismului conținutul inițial de $^{14}C/^{12}C$ este de 100% și se menține constant, începînd cu timpul zero, cînd proba este scoasă din ciclul său natural, raportul menționat se micșorează datorită dezintegrării radioactive. După aproximativ 18 000 ani nu rămîne decît 10% din valoarea sa inițială, 1% peste 37 000 ani și numai 1‰ dacă vîrsta depășește 55 000 ani. Pentru datarea prin metoda radio carbonului este necesar deci să se cunoască conținutul inițial de $^{14}C$, considerîndu-se că în ultimii 10 000 ani acesta s-a menținut constant în atmosferă și biosferă. În cazul determinărilor pe probe de lemn sau de materie organică (oase fosile), conținutul inițial de radiocarbon este bine cunoscut, fiind egal cu cel care se găsește în prezent, dacă se ține seama de variațiile datorate latitudinii geomagnetice și anumitor condiții specifice locale. Este totodată esențial pentru o probă ca activitatea măsurată a radiocarbonului să fie determinată numai de atomii originari prezenți la momentul $t = 0$. Contaminarea survenită printr-un adaos de material recent conduce la erori mari de vîrstă. În tabelul 6.4 sînt prezentate după Olsson (1957) valorile acestor erori în funcție de contaminarea procentuală cu carbon actual a probelor. Pentru eliminarea acestor erori, probele trebuie tratate chimic și fizic, asigurîndu-se astfel înlăturarea materialului străin aderent (soluri și resturi vegetale).

Conținutul de radiocarbon în sistemele vii este extrem de mic, reprezentînd un atom de $^{14}C$ la $10^{12}$ atomi de $^{12}C$, fapt ce creează dificultăți în procesul măsurării, dat fiind că în prezent activitatea medie a radiocarbonului este de 10—15 dpm/g de carbon. Dificultățile de măsurare sînt legate de ecranarea fondului produs de radiația cosmică secundară în raport cu radiația moale a $^{14}C$. Realizarea măsurătorilor impune aplicarea unor tehnici speciale, precum și o îmbogățire a conținutului de $^{14}C$. Ca aparatură de măsură se utilizează contori Geiger cu fereastră, de scintilație, cu gaz proporțional și sisteme de contori în anti-coincidență.

Deși tehnica măsurării a înregistrat progrese importante în ultimii ani, problema contaminării în datarea prin metoda radiocarbonului rămîne în continuare deschisă. Contaminarea poate avea loc atît în timpul vieții subiectului, datorită formării sale într-un sistem mai bogat sau mai sărac în $^{14}C$ (efectul Suess), cît și după moartea acestuia. Astfel, un mare număr de măsurători de precizie efectuate pe inelele copacilor și unele materiale egiptene de vîrstă cunoscută au indicat variații importante în conținutul de $^{14}C$ din atmosferă în ultimii 6 000 ani. Aceste variații pot rezulta din modi-

ficarea fie a vitezei de generare a atomilor de $^{14}C$ și, implicit, a fluxului radiațiilor cosmice, fie a mărimii și vitezei de schimb a rezervorului în care este distribuit radiocarbonul (Stuiver, 1967). Modificarea fluxului radiațiilor cosmice a fost atribuită, pe de o parte, schimbărilor survenite în momentul magnetic al Pămîntului, pe de altă parte, fluctuațiilor în activitatea solară și a condus la variații de scurtă durată a conținutului de $^{14}C$. Măsurarea magnetizării remanente pe materiale ceramice și cărămizi a indicat o intensitate variabilă a cîmpului magnetic în ultimii 6 000 ani, fără a se putea stabili o corelație certă între aceasta și schimbările pe termen scurt ale conținutului de $^{14}C$ din atmosferă. Variațiile pe termen lung au fost atribuite de Damon (1965) unui model climatic corespunzător modificărilor care au avut loc în circulația oceanelor, ca urmare a unei activități solare diferite.

Problema contaminării care se produce după moartea subiectului este cu atît mai importantă, cu cît probele sînt mai vechi, integritatea lor constituind un factor hotărîtor în cazul datărilor prin metoda radiocarbonului. Studii efectuate asupra unor vechi rămășițe din mormintele egiptene au arătat existența de cantități sesizabile din materialul originar și posibilitatea separării adaosului contaminator. Acestea rezultă din natura unică a proceselor biochimice care au loc în timpul vieții, subiectul păstrîndu-și după scoaterea sa din ciclul natural trăsăturile sale specifice. Materialul contaminator prezintă în general o greutate moleculară mai mare, permițînd separarea sa chimică.

Verificarea acurateții metodelor de decontaminare s-a făcut pe materiale de vîrstă cunoscută, colectate din diferite locuri. Un material foarte bun pentru datare îl constituie rămășițele vegetale și animale carbonizate legate de așezările omenești. Înainte de măsurare, probele sînt supuse unui tratament constînd din spălare, tratare cu o soluție de hidroxid de sodiu pentru îndepărtarea acizilor humici din sol, cu acid hidrocloric în scopul decontaminării de carbonat de calciu și, în final, cu apă distilată. Proba se usucă și se arde pentru colectarea bioxidului de carbon care se măsoară.

Varietatea materialelor care pot fi folosite pentru datare este foarte mare, iar cantitatea necesară din fiecare depinde de metoda de măsurare aleasă. Astfel, metoda carbonului negru amplasat în interiorul cilindrului contorului reclamă aproximativ 10 g carbon pentru o măsurătoare. Tehnica modernă a măsurării bioxidului de carbon cu contori cu gaz proporțional necesită circa 4—5 g de carbon elementar pentru o măsurătoare, ajungîndu-se în unele cazuri pînă la 200—300 mg.

În tabelul 6.5 sînt prezentate, după Libby (1967), rezultatele obținute prin aplicarea metodei radiocarbonului în stabilirea cronologiei dinastiilor egiptene I—XII înaintea erei noastre. Ballaria (1955) a aplicat metoda radiocarbonului pe o probă provenită dintr-o corabie romană, obținînd o vîrstă de 2 030 $\pm$ 200 ani față de valoarea presupusă de 1 190 $\pm$ 3 ani. De asemenea, o probă dintr-un mormînt etrusc a indicat o vîrstă prin $^{14}C$ de 2 730 $\pm$ 240 ani în raport cu valoarea așteptată de 2 600 $\pm$ 100 ani. Rezultate importante în datarea prin metoda radiocarbonului au fost obținute totodată în U.R.S.S. (Ilves et al., 1974).

*Tabelul 6.5.* **Cronologia dinastiilor egiptene I—XII înaintea erei noastre**

| Dinastia | Cronologia istorică (ani) | | | Cronologia prin radiocarbon $t^{1/2}$ = 5730 ani | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | după Hayes | după Helck | | Arizona (după Damon) | British Museum | UCLA |
| | | | Începutul | 2 500 | 2 490 | 2 695 |
| | | | Timpurie | | 2 690 | 2 465 |
| I | 3 100 | 2 950 | Medie | | | 2 410 |
| | | | Sfîrșitul | 2 540 | | 2 320 |
| | | | | | | 2 335 |
| II | — | — | | | (timpurie) | 2 225 |
| III | 2 691 | 2 650 | | 2 330 | | 2 140 |
| | | | | 2 340 | | 2 220 |
| IV | 2 617 | 2 579 | | | 1 910 | 2 185 |
| V | 2 497 | 2 460 | | | | |
| VI | 2 347 | 2 322 | | | | |
| VII—X | — | — | | | | |
| XI | — | — | | | | 1 655 |
| XII | 1 991 | 1 995 | | | 1 480, 1 550 | 1 650 |

O atenție deosebită în datarea prin metoda radiocarbonului trebuie acordată selectării probelor și interpretării rezultatelor, ținîndu-se seama că o variație de 1% a conținutului de $^{14}C$ poate conduce la o eroare de 80 ani.

În figura 6.17 este prezentată curba de variație a conținutului de radiocarbon raportat la materia vie în funcție de vîrsta reală a unor probe datate istoric. Erorile de datare a acestor probe prin metoda radiocarbonului nu depășesc ±100 ani, ceea ce ar corespunde la un conținut de 1 pînă la 2% de $^{14}C$.

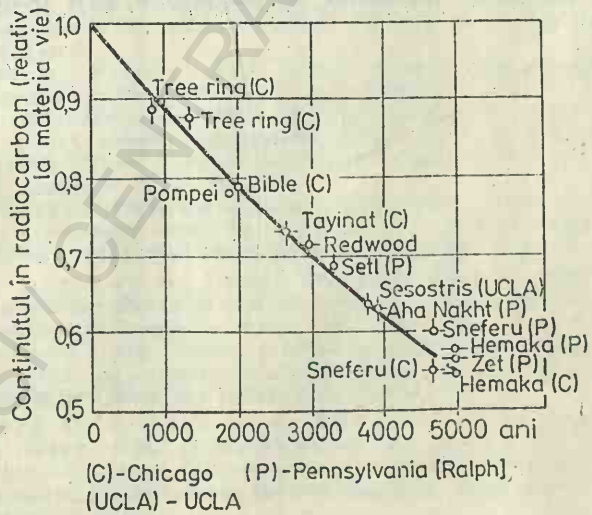



Fig. 6.17. Variația conținutului de radiocarbon cu vîrsta absolută (după Libby, 1967).



BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

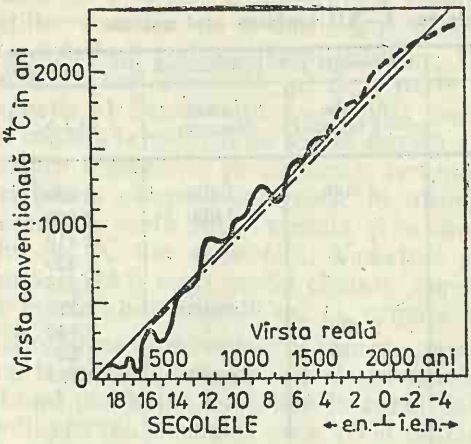



Fig. 6.18. Curba de corecție Suess.

Suess (1965) a stabilit o curbă de corecție (fig. 6.18) care poate fi folosită cu rezultate bune la determinarea vîrstelor de pînă la 3 000 ani. Curba reprezintă o relație empirică între datările convenționale prin radiocarbon (presupunînd $T_{1/2} = 5\,568$ ani) și vîrstele determinate dendocronologic pe copaci. Linia diagonală întreruptă se referă la datele calculate pentru perioada de înjumătățire a $^{14}C$ egală cu 5 730 ani. Abaterile observate între vîrsta reală și cea obținută prin radiocarbon (Libby, 1967) sînt determinate de însăși principiile care stau la baza metodei și se referă în principal la constanța fluxului radiațiilor cosmice și la stabilirea rezervorului. Aceste neconcordanțe pot furniza uneori informații asupra variației în timp a cîmpului geomagnetic, activității solare, sistemului climateric etc. Toate aceste variații care conduc la schimbarea vitezei de generare a atomilor de radiocarbon pot fi cunoscute dacă timpul lor de manifestare este mult mai mare în raport cu perioada de înjumătățire a $^{14}C$.

Metoda radiocarbonului și-a găsit în ultimii ani noi domenii de aplicare la datarea unor formațiuni calcaroase, ape subterane, curgeri de lave, stabilirea vitezei de depunere a sedimentelor oceanice și a vîrstei terestre a meteoriților etc. Cu ajutorul ei a fost elaborată o scară geocronologică pentru Pleistocen, cu indicarea numărului de glaciațiuni și a perioadelor interglaciare.

BCU IASI / CENTRAL LIBRARY

## BIBLIOGRAFIE


Airinei Şt. (1962). *Efectul micromagnetic al unor segmente de şosele asfaltate din sud-estul Transilvaniei.* D.d.s. ale Inst. Geol. Vol. XLVI.

Airinei Şt., Visarion M. (1966). *Prospection magnétométrique des sels de Na, K, Mg dans les subcarpates de Roumanie,* Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., série de Géophysique, t. 10, nr. 1.

Aitken M. J. (1961). *Physics and Archaeology,* Interscience Publiskers.

Anashin F. I., Garchia P. A., Kirilov N. B., Tichkova V. M. (1965) *Geofizicheskie issledovaniia pri ghidrogheologhicheskih iziskaniiah v pustinnih i zasušivih raionah Kazahstana,* Mejdunarodnii gheol. Kongres, XXII Ses., Dokl. sovet. gheol.

Anţiferov M. S., Anţiferova N. G., Kagan A. I. (1971). *Seismicheskie issledovaniia i problema prognoza dinamicheskih iavlenii.* Izd. „Nauka" Moskva.

Arandelović D. (1966). *Resistivity Measurement along the Route of the 220 kv Power Line Grančarevo via Trebinje to Dubrovnik,* Bulletin of the Institute for Geological and Geophysical Research, Beograd.

Arandelović D. (1966). *Investigation of the Corrosive Action of the Soil along the Route of the Kikinda-Pančevo Gas Pipeline,* Bulletin of the Institute for Geological and Geophysical Research, Beograd.

Arandelović D. (1969). *Geophysics in Civil Engineering.* Viesnik, Zavod za Geoloska i Geofizička Istraživanja, Series C, No. 10—11.

Arandelović D. (1969). *Geophysical methods used in solving some geological problems encountered in the construction of the Trebišnjica water power plant.* Geoph. Prosp, t. 14, nr. 1.

Arandelović D., Milošević L. (1967). *Hydrogeological investigation in yugoslav karst arcas by the application of geophysical method.* A.I.H. Mem., nr. 7.

Arziv A. A. (1975). *Microgravimetry for engineering applications.* Geoph. Prosp. t. 23, nr. 3.

Astier J. L. (1971). Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Masson et Cie Ed. Paris.

Bally R. J. (1957). *Metode electrice de îmbunătăţire a pămînturilor în lucrările de construcţie.* Ed. Academiei R. P. Române.

Barosh J. Patrick (1969). *Use of seismic intensity Data to predict the effect of Earthquakes and underground nuclear explosions in various geologic setting.* Geological survey bulletin 1279. United States government printing office Washington.

Baudoin P., Durozoy G., Utard M., (1967). *Etude par prospection électromagnétique aérienne d'un contact eau douce-eau salée dans la delta du Rhône,* Mining and Groundwater Geophysics, Econ. Geol. Report, No. 26, Geol. Survey of Canada.

Beleş A., Ifrim M. (1962). *Elemente de seismologie inginerească.* Editura tehnică, Bucureşti.

Bertrand Y., (1962). *La prospection électrique appliquée aux problémes des ponts et chaussées.* Bulletin de Liaison des Laboratoires Routier, Paris.

Blum R., Bock G., Bonjer K. P., Budeanu C., Cosma A., Fuchs A., Merkler Gh., Moldoveanu T., Privighetoriţă C. (1975). *Seismic surveillance of reservoirs in the Carpathian Mountains of Romania.* First International Symposion on Induced Seismicity, September 15—19, Bauff Alberta, Canada.




BCU Cluj / Central University Library

Bolelhi E., Lakshmanan J. (1965). *Aperçu sur les limites d'application de la géophysique à la reconnaissance des karsts.* Chronique d'Hydrogéologie nr. 7.
Botezatu R. (1964). *Metode geofizice de cercetare a subsolului.* Ed. didactică şi pedagogică, Bucureşti.
Botezatu R. (1971). *Sur la nature de certaines anomalies gravimétriques dans les régions a dépôts carbonatés épais de Roumanie.* Acta Geol. Acad. Sci. Hung., nr. 15, Budapest.
Botezatu R., Visarion M., Lăzărescu V., (1970). *Contribution géophysique a l'étude de massifs de sel en Roumanie.* Rev. Roum. Géol. Géogr. Serie Géoph. tom 14, No. 1.
Božović A. (1974). *Review and appraisal of case histories related to seismic effects of reservoir impounding.* Engineering Geology, vol. 8 Special Issue, Seismic Effects of Reservoir Impounding.
Brady B. T. (1974). *Seismic precursors before rock failures in mines.* Nature, vol. 252, No. 5484.
Breusse J., Pohini E. (1950). *La prospection électrique du sous-sol à faible profondeur.* Génie civil, hyurogéologie, mines. Les méthodes de la Com. générale de géophys, Paris.
Brunetti M. (1965). *L'ascultation du beton par la mesure des vitesses de propagation d'ondes elastiques impulsionnelles.* Bull. Liaison Labo. P. et C., No. 11, Janv.-Fev.
Bulgakov I. F., Velikin A. B. (1966). *Metod perehodnih professov v induktivnoi elektrorazvedka s sovmeşcennimi istocinikom i priemnikom polia.* Geoliziceskaia apparatura Vip. 27.
Castany G. (1951). *Les senils hydrauliques de Tunisie.* Etude géologique, géophysique et hydrologique. Le senil Gaisa. Ann. Mines et géologie, 6.
Castany G. (1968). *Prospection et exploitation des eaux souterraines.* Dunod Paris.
Chevassu G. (1973). *Géophysique de surface appliquee à la reconnaissance des gisements de roches massives.* Bull. Liaisson Labo. P. et CL-67, sept.-oct.
Cook C. J. (1966). *Seismic delineation of solution cavities.* Second Symposium on Salt, vol. 2.
Cook N. G. W. (1976). *Seismicity associated with mining Engineering Geology.* Vol. 10, No. 2—4. Induced seismicity, December.
Cornea I., Spânoche S., Cristea P., Mormu M. (1973). *Cercetări seismice în subteran şi la suprafaţă pentru zăcămintele de sare gemă de la Slănic-Prahova şi Ocna Dejului.* St. cerc. Geol. Geofiz., tom 11, No. 1, Bucureşti.
Cornet G., Durozoy G., Gouvernet C., Munch F. (1963). *La source sous-marine de Port-Miou.* Etude par prospection géophysique, Chronique d'Hydrogéologie, nr. 2.
Couturier J. (1966). *Étude sismique pour la rippablité des roches,* Bull. Liaison Labo. P. et Ch. No. 21, sept.-oct.
Creedy D. P., Freman J. (1974). *Some preliminary observations relating to the use of earth resistivity measurements for cave detection,* Trans. B.C.R.A., t. 1, nr. 4.
Cristea P., Constantinescu P., Spânoche S. (1977). *Cercetări seismice în sonde pentru sare.* St. cerc. geol., geofiz., tom 15, Edit. Acad. R.S.R. — Bucureşti.
Demidenko I., Puzdrovskii E. P. (1962). Detalnaia seismiceskaia razvedka solionih kupolov Dneprovsko-Donetkoi vpadini. Razv. i promisl. gheofiz. vip. 45.
Denis A. (1970). Mesure de la vitesse de propagation des ondes transversales dans les roches. Bull. Liaison Labo. Routers, P. et Ch. No. 46 Juillet-Août.
Dicea O., Popescu I. (1973). *Eficienţa metodelor geofizice în cercetarea structurilor diapire din avanfosa Carpaţilor din Romania.* Petrol şi gaze, vol. 24, No. 9.
Dobrin M. B. (1960). *Introduction to geophysical prospecting.* Edit. Mc Graw-Hill Book Company Inc., New-York.
Dortman N. B., Parhomenko E. I. (1976). *Fiziceskie svoistva gornih porod i poleznih iskopaemih.* Nedra, Moskva.
Dutta N. P., Bose R. N., Saikia B. C. (1970). *Detection of solution channels in limestones by electrical resistivity method.* Geoph. Prosp. t. XVIII, nr. 3.
Făcăoaru I., Negoiţă C., Bernath A. (1965). *Măsurări şi control cu ultrasunete.* Editura tehnică, Bucureşti.
Fajklewicz Z. (1976). *Uber die Lokalisierung von Hahlräumen im Gestein mit der Methode der vertikalen Schweregradienten.* Neue Bergbautech, t. 6, nr. 3.

Feo A. de, Mosetti F. (1956). *Prospezioni geoelettrica della grotte di Castellana.* Rass. Spel. It. 8.

Fritsch Volker (1960). *Geoelektrische Baugrund untersuchung.* VEB Verlag für Bauwesen, Berlin.

Gardner L. W. (1949). *Seismograph determination of salt dome boundary using detector deep on dome flank.* Geophys., V. 14, No. 1.

Gendzwill D. J. (1969). *Underground applications of seismic measurements in a Saskatchewan potash mine.* Geophys., V 34, nr. 6.

Gerber B., Uhlmann M. (1968). *Neuere Erkenntnisse beim untertägigen Einsatz der Hammerschlagseismik im Kali-und Steinsalzbergbau.* Geophys. und Geologie, vol. 13.

Glazkov I. V. (1960). *Protection of Pipelines from Undergrourd Corrosion,* Gostoptehizdat, Moskva.

Goforth T. T., Douze E. J., Sorrells G. G. (1972). *Seismic noise measurements in a geothermal area,* Geoph. Prosp., t. 20, nr. 1.

Goriainov N. N. (1977). *Seismoakusticeskie metodi pri injenerno-gheologhiceskih issledovaniiah rihlih porod.* Edit VSEGINGEO, Moskva.

Gough D. I. and Gough W. J. (1970). *Load-induced earthquakes at Lake Kariba.* Geophys. J.R. Astron. Soc., 21.

Gupta H. şi Rastogi B. K. (1976). *Dams and Earthquakes.* Developments in Geotechnical Engineering 11, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New-York.

Gutemberg B. (1957). *Effects of ground on earthquake motion.* Seismol. Soc. America Bull, V. 47, nr. 3.

Hesse A. (1966). *Prospections géophysiques a faible profondeur Applications a l'Archéologie.* Dunod, Paris.

Ifrim M. *Analiza dinamică a structurilor şi ingineria seismică.* Editura didactică şi pedagogică, Bucureşti.

Iliceto V. (1971). *Nouvelles prospections géophysiques du cimetière mérovingien de Garchy (Nievre, France).* Prospezioni archeologiche Fondazione Lerici.

Iliceto V., Soare A. (1970). *Ricerche magnetometriche sui resti archeologici della città di Histria (Rbmânia).* Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Anno acc. 1970—1971, Tomo CXXIX — classe di scienze, Venezia.

Kalamkarov L. V., Safranov A. P., Tumilovici N. I., Martovski G. V. (1975). *Metodika gheofiziceskih issledovanii oblastei razvitia solianoi tektoniki.* Izd. Nedra.

Kanai K., (1949). *Relation between the earthquake damage of non-wooden buildings and the nature of the ground.* Tokyo Univ. Earthquake Research Inst. Bull., V. 27.

Kanai K. (1952). *Relation between the nature of surface layer and the amplitude of earthquake motion.* Tokyo Univ. Earthquake Research Inst. Bull., V. 30.

Kanai K. (1957). *Semi-empirical formula for the seismic characteristics of the ground.* Tokyo Univ. Earthquake Research Inst., Bull., V. 35.

Kanai K., Kawasumi H., Tanaka T., Osada K., (1957). *Measurement of microtremor V.* (Osaka City). Tokyo Univ. Earthquake Research Inst. Bull. V. 35.

Kanai K., Takahasi R., Kawasumi H. (1956). *Seismic characteristics of ground.* 1st World Conf. Earthquake Eng. Proc.

Kanai K., Yoshizawa S., (1951). *Relation between the earthquake damage of the non-wooden buildings and the nature of the ground II.* Tokyo Univ. Earthquake Research Inst. Bull., V. 29.

Iliev G. I. (1966). *An attempt to estimate the degree of weathering of intrusive rocks from their physico-mechanical properties.* Proc. 1st Cong. of the Int. Soc. for Rock Mech., Lisbon.

Keller J. (1966). *Forschungsauftrag über Hammerschlagseismik.* Institut für Angewandte Geophysik, Freiberg.

Kappelmayer C., Haenel R. (1974). *Geotermics with special reference to application* Berlin.

Kaspar M., Pecen J. (1975). *Detection of caves in a karst formation by means of electromagnetic waves.* Geoph. Prosp., 23, 4.



BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Kisslinger C. (1976). *A review of theories of mechanisms of induced seismicity.* Engineering Geology, V. 10, Nr. 2—4, Special Issue, Induced seismicity, December.
Klein F. W. (1976). *Tidal triggering of reservoir-associated earth-quakes.* Eng. Geol., 10.
Kobayashi H. (1974). *On some results and aspects of microzoning in the Balkan region.* UNDP/UNESCO Survey of Seismicity of the Balkan Region.
Krulc Z. (1967). *Geophysikalische Untersuchungen unterirdischen Wasserweg in jogoslawischen Karst.* Steir Beitr. Hydrogeol.
Lakshmanan J. (1963). *Reconnaissance de cavités dans le sous-sol par procédés électriques et gravimétriques.* Sol Soils, 2, 4.
La Porte M., Lakshmanan J., Lavergne M., Willm C. (1973). *Mesures sismiques par transmission ; application au genie civil.* Geophysical Prospecting, V. 21, N. 1.
Lerici C. M. (1952). *Prospezioni archeologiche.* Riv. di Geof. appl., Nr. 1.
Lomnitz C. (1974). *Earthquakes and reservoir impounding : state of the art.* Engineering Geology, V, 8.
Mc Clain W. C. (1970). *On earthquakes produced by underground fluid injection.* Oak Ridge Nat. Lab., Tenn., ORNL-TM-3154.
Mc Keown F. A., Dickey D. D. (1969). *Fault displacements and motions related to nuclear explosions.* Bull. Seismol. Soc. Am., V, 59.
Medvedev S. V. (1952). *Evaluation of seismic intensity dependent of ground conditions.* Akad. Nauk SSSR, Geofiz. Inst. Trudy 4(141).
Medvedev S. V. (1960). *Acceleration of ground vibration from strong earthquakes.* Problems in engineering seismology nr. 3 Akad. Nauk SSSR Inst. Fiziki Zemli Trudy 10(177).
Medvedev S. V. (1963). *Deformation and strain in foundations of structures from strong earthquakes.* Problems in engineering seismology Nr. 8. Akad. Nauk SSSR Inst. Fiziki Zemli Trudy 28(195).
Medvedev S. V. (1963). *Quantitative data on ground motion from strong earthquakes.* Research in the field of engineering seismology. Akad. Nauk SSSR, Coucil on Seismology, Bull 14.
Medvedev S. V. (1965). *New seismic regionalization of USSR territory.* 3d World Conf. Earthquake Eng. Proc., V. 1.
Merkler G., Moldoveanu T. (1970). *Quelques exemples de l'application de mesures géophysiques dans la solution de certains problèmes geologiques relatifs au fondement d'ouvrages.* 2ème Congrès Int. de Mécanique des Roches. Belgrade, Rapports du Congrès.
Merkler G., Vlăduţ T., Metaxa V. (1970). *Mesures géophysiques, appliquées pour déterminer quelques critères du materiaux de la montagne.* 2ème Congrès Int. de Mécanique des Roches, Belgrade, Rapports du Congrès.
Moldoveanu T., Privighetoriţă C., Răducanu M., Tudorache G. (1976). *Urmărirea comportării construcţiilor hidroenergetice prin metode geofizice.* Sesiunea INCERC : Comportarea in situ a construcţiilor, Oradea.
Moldoveanu T. Tudorache G. (1974). *Applications des méthodes microseismiques à l'étude des bétons et des roches de fondation des constructions hidroelectriques.* 2ème Symposium International E.N.D. RILEM, Constanţa — Romania.
Militzer H. (1974). *Ausgewählte Kapitel uber die Anwendung der Geophysik im Ingenieur und Bergbau.* Teil 1. Ed. Bergakademie Freiberg.
Minakami T., Sukuma S. (1948). *The earthquake motions on various formations of the earth's surface (I).* Observations at Koti City. Tokyo Univ. Earthquake Research Inst. Bull, V. 26.
Mogan C. G. (1960). *Sonar exploration of coal mine roof strata.* Min. Congr. Journal, Oct.
Mogi K. (1962). *Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena.* Bull. Earthq. Rec. Inst., 40.
Musgrave A. W., Woodley W. C., Gray H. (1960). *Outlining of salt masses by refraction method.* Geophysics, V. 25, Nr. 1.
Neguţ A. (1977). *Contribuţii la valorificarea diagrafiei geofizice în exploatarea masivului de sare Slătioarele Argeş.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizică, T. 15.
Neumann R. (1967). *High accuracy gravimetry, application of the detection of cavities.* Geoph. Prosp., 15, 1.

Neumann. F. (1954). *Earthquake intensity and related ground motion.* Seattle Washington University Press.

Obciarenko B. P., Komarov V. S., Samaeva M. P. (1969). *Ultrazvukovoi metod izucenia napriajenovo sostoiania i trescinovatosti masiva gornih porod.* Trudi Don UGI Nr. 45.

Ogilvy A. A. (1967). *Geophysical prospecting for groundwater in the Soviet Union,* Mining and Groundwater Geophysics, Econ. Geol. Report Nr. 26, Geol. Survey of Canada.

Omote S. (1949). *The relation between the earthquake damages and the structure of ground in Yokohama.* Tokyo Univ. Earthquake Research Inst. Bull., V. 27.

Ooba S. (1957). *Study of the relation between the subsoil conditions and the distribution of the damage percentage of wooden dwelling houses in the province of Totomi in the case of the Tonankai earthquake of December 7, 1944.* Tokyo Univ, Earthquake Research Inst. Bull., V. 35.

Ozerscaia M. L. (1950). *Isledovanie corozii podzemnih metaliceskih soorujerii metodami electrorazvedki.* Gostoptehizdat.

Papiu V. Corvin, Romanescu D., Ionescu F. (1961). *Date magnetometrice pentru cunoașterea genezei apelor termominerale de la Băile Herculane.* Comun. Acad. R.P.R., 11, 12.

Parasnis D. S. (1965). *Principles of Applied Geophysics.* Edit. Methuen et. Co. Ltd., London.

Petre A., Apostol A. (1970). *Prospecțiuni geofizice-magnetice și electrice experimentale, aplicate în perimetrul arheologic al castrului antic de la Beroe (Piatra Frecăței).* Studii și cercetări de istorie veche, 1, T. 21, Ed. Acad. R. S. România.

Petuhov I. M., Smirnov V. A., Vinokur B. S., Dalinov A. S. (1975). *Gheofiziceskie isledovania gornih udarov.* Izd. Nedra, Moscova.

Pricăjan A. (1972). *Apele minerale și termale din România.* Ed. Tehnică, București.

Reinard A. (1955). *Étude par procedées geophysiques des tremblements de terrains à l'occasion des tirs et des degagements.* Revue de l'industrie minerale. V. 36, Nr. 618, Paris.

Riznicenko I. V., Silaeva O. I. et al. (1956). *Seismoacusticeskih metodi izuceniia napriajennovo sostoianiia gornih parod na obrazțah i v massive.* Trudi GEOFIAN SSSR, Nr. 34, Izd. AN SSSR, Moskva.

Rjevski V. V., Iamșcikov V. S. (1973). *Akusticeskie metodi isledovania i kontrolia gornih porod v masive.* Izd. Nauka, Moscova.

Robert M. (1970). *Reconnaissance d'un gisement par traîné électrique.* Bull. Liaison Labo., Routiers P. et Ch., Nr. 46, Juillet-Aout.

Romanescu D., Stoica I. (1976). *Cercetări geofizice pentru depistarea unor corpuri metalice explozive în portul pescăresc Tripoli (Libia).* Arh. IGG, București.

Rothé J. P., (1970). *Seismes artificiels.* Tectonophysics, 9. Elsevier Publishing Co., Amsterdam.

Savici A. I., Koptev V. I., Nikitiv V. N., Iasecenko Z. G. (1969). *Seismoacusticeskie metodi izuceniia masivov skalnih porod.* Izd. Nedra. Moskva.

Samina O. G. (1956). *Uprughie impulsi pri razrușenie obrazțov gornih porod.* Izd. AN. SSSR., ser. Gheofiz., Nr. 5.

Schultze G., Trappe H. I. (1956). *Das Kartieren von Salzflanken mit seismischen Methoden.* Erdöl und Kohle, 9.

Scott Keys W. (1967). *Borehole geophysics as applied to groundwater.* Mining and Groundwater Geophysics. Geological Survey of Canada.

Shebalin N. V. (1961). *Intensity, magnitude and depth of focus of earthquakes.* Earthquakes in the USSR, Acad. Nauk SSSR.

Sheng C. K., Chen H. C., Huang L. S., Yang C. J., Chang C. H., Li T. C., Wang T. C., Lo H. H. (1973). *Earthquakes Induced by Reservoir Impounding and their Effect on the Hsinfengkiang Dam.* Peking, 44 pp.

Sherif M. A. (1974). *Microzonation of Thessaloniki using Sherif-Bostrom method.* Prepared for UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan region.

Sibek V. (1963), *On securing the safety of operating ore mines exposed to rockburst hazards.* Proc. 3rd Int. Min. Congr., Salzburg-Safety in Mining.

Simpson D. K. (1976). Seismicity changes associated with reservoir loading, Engineering Geology, V. 10, Nr. 2—4, Special Issue, Induced seismicity, December.

Ștefănescu D., Paucă M., Zorapapel T., Orban T. (1977). *Studii de microzonare în vederea îmbunătățirii construcțiilor din regiuni seismice.* St. cerc. geol. geofiz., geogr., Geofizică, T. 15.
Stoica I. (1972). *Tehnica măsurătorilor de teren a cîmpului electromagnetic tranzitoriu.* St. cerc. geol., geogr., geofiz., Geofizică, T. 10, Nr. 1.
Thellier E. (1966). *Le champ magnetique terrestre fossile.* Nucleus, T. 7, Nr. 1, 2, 3, Paris.
Tixier M. P., Loveless G. M., Anderson R. A. (1975). *Estimation of formation strength from the mechanical properties log.* The Journal of Petroleum Technology, 27, March.
Tourenq C., Fourmaintraux D. (1970). *Contribution de la petrographie à l'etude des propriétés physiques et mechaniques des roches.* Bull. Liaison Labo., P. et Ch. 50 Janv.-Fev.
Tourenq C., Fourmaintraux D., Denis A. (1971). *Propagation des ondes et discontinuités des roches.* Symposion Soc. Inter. Mec. des Roches, Nancy.
Troianskii V. T., Beliakov O. M. (1971). *Ispolzovanie obmenoi otrajennoi volni dlia izucenia iader solianih kupolov.* Razv. gheofiz., vîp. 46.
Tumilovici N. I. (1962). *Interpretația datelor skvajinnoi seismorazvedki na kupolah iujno Embi.* Prikl. gheofiz., vîp. 31.
Turcianinov I. A., Panin V. I. (1976). *Gheofiziceskie metodi opredelenia i kontrolia napriajenii v masive.* Izd. Nauka, Leningrad.
Uhlmann M. (1963). *Untertagseismische Untersuchungen im Sudharzkalisalzgebiet.* Freiberger Foschunghefte, C. 161.
Veder Ch. (1972). *Grenzflachenerscheinungen in der Bodenmechanik.* Der Bauingenieur 47, Heft 3.
Veliciu S. (1976). *Contribuții la cunoașterea termalismului din sudul Munților apuseni și Bazinul Streiului.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizică, 11, 2.
Velikin A. B., Bulgakov I. F. (1967). *Inductivnaia electrorazvedka metodom perehodnih processov sovmeșciannimi istocinikom i priemnikom polia.* Izd. Nedra, Leningrad.
Vinogradov S. D. (1957). *Akusticeskie nabliuneniia v șahtah Kizelovskogo ugolnogo basseina.* Izv. AN SSSR, ser. gheofiz., Nr. 6.
Vinogradov S. D. (1959). *Uprughie impulsi voznikaiușcie v massive pod davleniem.* Izv. AN SSSR, ser. gheofiz., Nr. 2.
Vinogradov S. D. (1963). *Akusticeskie issledovaniia processov razrușeniia gornih porod v șahte Anna, Cehoslovakia.* Izv. AN SSSR, ser. gheofiz., Nr. 4.
Vinogradov S. D. (1964). *Akusticeskie nabliuneniia processov razrușeniia gornih porod.* Izd. Nauka, Moskva.
Vinogradov S. D., Miacikin V. I. (1966). *Seismoakusticeskie metodi izucenia napriajenovo sostoiania i razrușenia gornih porod.* Geoakustika, Izd. Nauka, 159, Moskva.
Visarion M., Aposol A., Ștefănescu R. (1974). *Contribuții geofizice la precizarea zonelor de ridicare spre suprafață a apelor termominerale de la Băile Herculane.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizică, 12.
Visarion M., Polonic P., Ali-Mehmed E. (1976). *Contribuții la studiul formelor structurale ale sării din Depresiunea Transilvaniei.* St. cerc. geofiz. apl., ser. Dprosp. geofiz., Nr. 11.
Visarion M., Vijdea V., Stoica I., Roșca V. (1976). *Features of geophysical exploration for karst in Romania.* Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr., Géophysique, 20, Bucarest.
Visarion M., Vâjdea V., Veliciu S., Apostol A. (1975). *Complex geophysical studies and consequences for mineral waters exploration in Romania.* Stud. tehn.-econ., Ser. E, Hidrogeologie, Nr. 12.
Vredenskaia N. A. (1961). *Problems with the utilization of instrumental data of strong earthquakes of Central Asia for seismic regionalization.* Problems in engineering seismology, Nr. 5. Akad. Nauk SSSR, Inst. Fiziki Zemli Trudy 17(184).
Wachsmuth G., Schmidt E. (1962). *Experience with the reflection seismograph in a mine within a salt-plug.* Geoph. Prosp., V. 10, Nr. 4.
* * * (1976). *Application of radar technique in karst investigation Microwave Res. Group.* The Chinese Acad. of Geol. Sci.
* * * *Earthquake Engineering.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs N.J.



Universitatea Al. I. Cuza Iași
Biblioteca de Geologie-Geografie
Cota veche | Prețul

Editura tehnică